LEZIONI

DI

GEOLOGIA

DETTATE DAL PROFESSORE

MARTINO BARETTI

nella R. Università di Torino

Compilate dal Dott. Francesco Virgilio
Assistente al R. Museo di Geologia

Nuova Ristampa

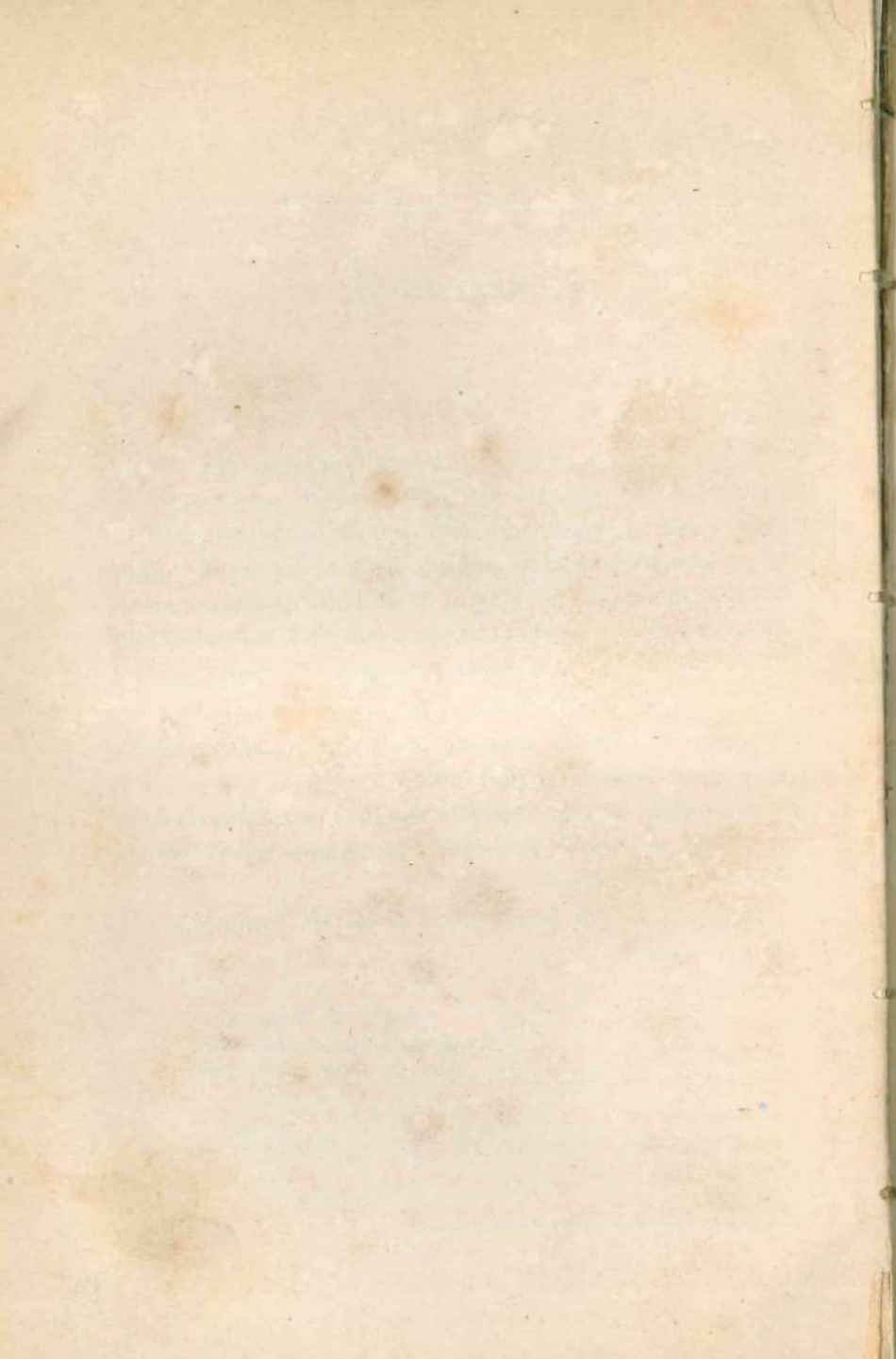
TORINO
FRANCESCO CASANOVA, Editore
Libraio di S. M. il Re d'Italia
Via Accademia delle Scienze (piazza Carignano)
1892

PREFAZIONE

La vastità degli argomenti formanti oggetto delle scienze geologiche, e la necessità di ricorrere ad un gran numero di opere a fine di rintracciare tutto quanto può essere svolto in un corso universitario di geologia, mancando per ora trattati adatti a tale scopo, ci spinsero al tentativo di ovviare, certamente in parte, a siffatta mancanza e di agevolare quindi agli studiosi di geologia le ricerche scientifiche necessarie per gli esami universitarî, col riunire sotto forma di semplice sunto gli argomenti tutti che saranno trattati nel corso di geologia del corrente anno scolastico 1882-83.

Interpellato all'uopo il nostro Direttore, prof. Martino Baretti, egli, approvando l'iniziativa, gentilmente autorizzava la presente pubblicazione.

Speriamo che tale lavoro riesca di qualche utilità alla gioventù studiosa.

DOTT. F. VIRGILIO
*Assistente presso il Museo Geologico
della R. Università di Torino.*

INTRODUZIONE

La parola geologia vorrebbe dire *discorso della terra,* giacchè il geologo ha per còmpito di fare lo studio naturale del globo terracqueo; però tale campo di studio di necessità avrebbe troppa estensione se non si detraesse subito tutto ciò che forma già oggetto di altri rami speciali delle scienze naturali.

Della massa terrestre sono elemento essenzialissimo i minerali, e questi formano già studio della mineralogia che da essi trae il proprio nome. Sulla terra nostra nascono, vivono, si sviluppano e muoiono due differenti classi di esseri organici, e questi ancora sono abbastanza estesamente e separatamente studiati nel loro modo di essere, nelle loro fasi di svolgimento e in tutte le trasformazioni a cui vanno soggetti dalla zoologia e dalla botanica. Nè la geologia torrà questo còmpito alla botanica ed alla zoologia, l'una diretta a studiare quei fenomeni nel regno vegetale, l'altra nel regno animale. Nondimeno anche il geologo comprende nel suo campo di ricerche le tre diverse categorie di esseri che formano la compagine del globo terrestre, e le comprende senza togliere a nessuna delle tre parti di storia naturale sovraccennate il còmpito che loro incombe di uno studio esteso e particolareggiato di quegli esseri medesimi. La ragione sta nei metodi. Il mineralogo esamina, studia, analizza, classifica e distingue i minerali; il botanico ed il zoologo os-

servano la conformazione dei vegetali e degli animali, studiano il còmpito dei loro organi, l'intima costituzione di questi, i caratteri che meglio servono di guida nelle loro classificazioni, le somiglianze e le differenze fra l'una classe e l'altra, fra l'una e l'altra specie; il geologo, alla sua volta, studia i minerali, i vegetali e gli animali non più in se stessi e nei loro particolari, ma li considera nel loro assieme come formanti la compagine della terra, nelle influenze esercitate dagli uni sugli altri e negli effetti che ne conseguono. In una parola possiamo dire: la mineralogia, la botanica e la zoologia studiano analiticamente i corpi terrestri, mentre la geologia si presenta invece come scienza eminentemente sintetica, che, abbracciando incidentalmente gli esseri organici ed inorganici, cerca di raggiungere il suo scopo scientifico, di tracciare cioè la storia della terra.

Sarà appunto la storia della terra nostra che noi cercheremo di tracciare nel corso di queste lezioni, e vedremo come in siffatto còmpito ci sarà di valido sussidio la parte nobilissima delle scienze naturali che si designa col nome di paleontologia, scienza che studia le forme animali e vegetali vissute un tempo sulla superficie terrestre, col solo esame accurato delle impronte e dei resti che, attraverso ai cambiamenti ed alle vicissitudini a cui andò soggetta la terra, ci pervennero quali testimoni della vita organica di epoche passate.

L'uomo ha voluto spingere le sue ricerche scientifiche fino a quei tempi ch'erano avvolti nelle tenebre e nel mistero, e non altrimenti potè riuscire che interrogando quelle impronte.

Noi adunque procureremo anzitutto di fissare esattamente, e ciò non si presenterà difficile, quali siano le condizioni attuali del globo terracqueo che abitiamo; osserveremo perciò tutti quei fenomeni più notevoli che vediamo compiersi oggidì alla sua superficie, nè ci sfuggiranno quelli che, pur compiendosi nelle sue viscere, ci si riveleranno all'esterno nelle loro immediate o lontane conseguenze.

Stabilita con esattezza la correlazione che corre tra i fenomeni che oggi si compiono, le cause che li producono e le mo-

dificazioni da essi indotte alla terra, potremo tracciare a grandi tratti la storia della terra stessa nel passato, e finalmente da questa vedere di pronosticare i cambiamenti e le vicissitudini a cui essa andrà soggetta nel futuro.

Avremo dunque nel nostro corso di studio una prima parte relativamente molto facile, a cui daremo il nome di *Studio dell'attualità;* e diciamo molto facile inquantochè noi potremo certamente fissare con minore difficoltà e in modo più chiaro e preciso quello che, possiamo dire, ci è dato di toccar con mano, laddove riescirà ben altrimenti difficile la seconda parte del nostro studio, cioè lo *Studio del passato,* inquantochè, se taluni fenomeni lasciarono sulla superficie terrestre dei segni indelebili, altri se ne compierono in tempi così remoti da non permetterci che le loro traccie più dirette potessero pervenire fino a noi, ed altri ancora che di loro natura non hanno impronta propria, ma di cui solo si può argomentare per via indiretta. Cionondimeno la questione non è poi tanto difficile come in seguito a queste considerazioni potremmo credere, specialmente tenendo pur conto del fatto che da alcuni anni a questa parte venne a sostituirsi all'antica una scuola più recente.

L'antica scuola supponeva la terra soggetta a passare successivamente da un periodo di relativa tranquillità ad un altro di gravi disordini, di perturbazioni, di sconvolgimenti, di rivoluzioni energiche, durante il quale la vita quasi spegnevasi per ricomparire in seguito col succedersi di una nuova êra di riposo.

Ben si vede come siffatta scuola dovesse necessariamente ammettere cause, agenti tellurici o molto diversi da quelli che agiscono oggidì con lentezza e assiduità, o per lo meno gli stessi agenti, le medesime cause, ma caratterizzati da una energia nella loro azione di molto superiore. Chè solo dovuta a queste differenze di agenti o di energia d'azione si voleva ammettere la repentina sollevazione delle vette alpine e dei monti dell'Himalaja, in confronto di quel lentissimo, graduato sollevarsi di talune regioni ai nostri tempi, pel quale occorrono più generazioni, perchè sia possibile verificare un certo qual cambiamento nell'aspetto superficiale delle regioni stesse. Per la natura stessa

delle azioni, a cui quella scuola doveva ricorrere, era denominata la scuola delle *violente rivoluzioni.* In seguito alle numerose osservazioni fatte in quest'ultimo trentennio, ad essa si vide succedere la scuola recente detta delle *lente evoluzioni*, che, per dirla in poche parole, *ammette nel mondo inorganico lo stesso concetto che le teorie Darwiniane ammettono nel mondo organico per lo svolgimento delle faune e delle flore.*

Secondo la moderna scuola, la terra non sarebbe più passata per numerosi ed alternati periodi di calma e di parossismi violenti, ma avrebbe subìto quelle gravi modificazioni, che a questi ultimi già si credeano devolute, in seguito a graduali e continui cambiamenti caratterizzati da quella medesima lentezza, con cui le stesse cause modificatrici agiscono ai nostri giorni, ma senza interruzione e per un tempo sufficientemente lungo. E queste nuove basi, su cui è sorta la scuola odierna, si accordano col fatto, certo di non lieve importanza, che, se noi esaminiamo le forme organiche, vegetali ed animali, caratteristiche di due o più epoche geologiche successive, troviamo risaltare lo svolgersi graduale delle forme stesse. Per cui si succedono bensì colle epoche organismi differenti, ma questo succedersi che noi possiamo rappresentare con una serie di curve ascendenti, in ciascuna delle quali abbiamo raffigurati dai due estremi il nascere e la scomparsa di una forma e dal punto più alto il suo massimo sviluppo, è tale che siffatte curve si possono dire trovarsi unite a due a due per un loro estremo, inquantochè là dove una forma, che ha raggiunto il suo maggiore svolgimento e poscia degenerata gradualmente, sta per scomparire, un'altra ne succede, la quale non è, in genere, se non un perfezionamento di quella.

Perchè adunque avendo noi nel mondo organico tracciata la via che segue la natura nelle sue modificazioni, vorremmo crearne una affatto diversa che essa dovrebbe seguire esclusivamente per quello inorganico?

Viste così le basi su cui è sorta la novella scuola delle lente evoluzioni e la preferenza che da noi si deve a queste basi in confronto di quelle su cui poggiava l'altra delle violente rivo-

luzioni, è facile comprendere quello che già asserimmo più sopra, come cioè dall'essere in vigore la moderna scuola ne sia facilitato il còmpito di tracciare la storia della terra; poichè, stabilito non essere necessario di dare alle forze modificatrici un'energia immensamente superiore a quella con cui agiscono oggidì, ci si presenta naturale la conseguenza che il meccanismo delle modificazioni ed i fenomeni che le producono vengono ad essere precisamente identici a quelli, di cui siamo spettatori e che producono le modificazioni attuali.

Cosicchè, fissate le condizioni che possono favorire od ostacolare certi cambiamenti sulla superficie terrestre, precisati i fenomeni che sono causa modificatrice e le leggi secondo cui questi agiscono attualmente, potremo con certezza asserire che in una determinata epoca avvennero fenomeni perfettamente identici e nelle medesime condizioni. Non è difficile, nel percorrere un littorale marino, incontrare in una massa di calcare, ad esempio, qualche foro tondeggiante che va ingrossandosi man mano che si interna nella roccia, e nel fondo di esso trovare una conchiglia. Di più, se spingiamo oltre l'osservazione, vedremo quei buchi segnare il livello di marea. A queste conchiglie, che hanno la proprietà di scavarsi celle nella roccia, celle che vanno ingrossando man mano che gli animali crescono di volume, si è dato il nome di *litodome* o *litofaghe*. Orbene, questo semplicissimo fatto, col solo aiuto di studî di confronto, ci può fornire mezzo per dedurre importanti conclusioni; giacchè, se noi troveremo in una località, anche elevatissima sul livello del mare, la presenza di questi fori e nel fondo la relativa conchiglia o qualche traccia od impronta della medesima, potremo, senza esitare, asserire che in un'epoca passata quella regione doveva essere littorale marino; e da questa conoscenza dedurne altre di non minore importanza.

Il citato esempio può bastare a provare come la seconda parte del nostro studio non si basi che sopra solidissimi argomenti, e come senza gravi difficoltà si possano trarre nozioni di gran rilievo.

Tutti gli agenti che compiono le modificazioni del globo,

formanti oggetto del nostro studio, li divideremo in due grandi categorie: agenti esterni o *esogeni,* ed agenti interni o *endogeni.*

La demolizione dei rilievi è opera dei primi, la loro ricostruzione invece è dovuta ai secondi. Gli uni non fanno che abbattere tutto ciò che emerge al di sopra del livello del mare, abbassare, demolire i rilievi, riempire col materiale di demolizione gli avvallamenti, tendono quindi a livellare la superficie terrestre; sicchè, ove agissero soli, risultato prevedibile definitivo sarebbe la scomparsa dei rilievi terrestri.

Ad impedire questo livellamento, hanvi nelle viscere della terra altri agenti, non inferiori ai primi per energia e continuità di lavorìo, che tendono a sollevar monti, ad aprir valli.

Vedremo nell'una e nell'altra categoria agenti potentissimi; e fra essi rileveremo pure come non siano di lieve importanza, specialmente come ricostruttori, gli esseri organici, contemplati sotto la denominazione di *agenti biologici.*

Da tutto quanto abbiamo detto sulle parti del corso di Geologia risulta la vastità del nobile còmpito che questa scienza si propone, dedurre cioè dallo studio delle condizioni attuali della terra e col potentissimo aiuto della paleontologia la storia dei cambiamenti e delle vicissitudini, a cui andò soggetto il nostro globo attraverso ai secoli, fin da quella più remota antichità in cui si formò il primo sedimento marino. Dopo tutte le considerazioni fatte all'uopo, possiamo esporre in un quadro sinottico le varie suddivisioni a cui si può assoggettare la scienza che imprendiamo a svolgere, e cioè:

Abbiamo visto come la geologia, servendosi delle scienze affini e specialmente della fisica, della chimica e delle scienze naturali, possa riuscire alla completa conoscenza del come si presenti la terra nostra nell'attualità, e come possa giungere poi a trac-

ciare con sufficiente esattezza la storia della terra nostra nei tempi passati, lasciando a parte però tutto ciò che tocca alle origini di esse, questione che si connette con quella della genesi di tutte le masse planetarie. In virtù di ciò possiamo facilmente comprendere come la geologia non possa aver raggiunto il grado di vera scienza se non nel momento in cui tutte le scienze che le servono di base siano pervenute ad un certo grado di perfezione, laonde noi non troviamo la geologia costituita in vera scienza che solo verso il secondo quarto del nostro secolo.

Le prime nozioni si presentano confuse, come al sorgere di qualunque scienza, come quelle che peccano in ciò di non potersi riunire in un tutto scientifico, perchè desunte da osservazioni troppo locali, quantunque dovute all'operosità di grandi uomini, i quali non eransi occupati che dello studio dei terreni in determinate località. Solo dopo che la fisica, la chimica e le scienze naturali ebbero raggiunto un reale e forte progresso, e le comunicazioni fra paese e paese rese più facili diedero agio a che gli scienziati potessero estendere le loro osservazioni ed i loro studî su più vasta scala ed in più estese regioni, solo in allora potè realmente costituirsi la scienza del geologo.

Come poi la geologia sia giunta al giorno d'oggi a non essere più una scienza convenzionale, di congetture, ma bensì veramente positiva e fondata su argomenti solidi, è quello che vedremo in seguito.

Presentemente dobbiamo occuparci di un altro argomento.

Indicammo già il metodo che deve servire agli studî del geologo per procedere razionalmente dal noto all'ignoto, metodo che, prendendo per base lo studio dell'attualità, osservando i fenomeni che succedono ai giorni nostri, studiando ed analizzando accuratamente le cause che li producono, le traccie ed i segni lasciati dai medesimi e le leggi che li governano, può con facilità condurre ad argomentare delle cause e dei fenomeni analoghi, per non dire identici, che agirono in tempi molto distanti da noi.

Però quello che dicemmo si riferisce alla geologia come scienza, e potrebbe nascere il sospetto, per buona ventura erroneo,

che sia la nostra una scienza puramente di lusso, una scienza da porsi nel novero di quelle non suscettibili in verun modo di pratiche applicazioni. Ed è questo che realmente ha allontanato molti e molti dallo studio della geologia in virtù dello spirito estremamente positivo, per non dire utilitario, che domina i nostri tempi. Noi ci occuperemo appunto ora nel passare in rivista i principali rami di applicazione che possono avere il loro fondamento negli studi geologici.

Possiamo premettere anzitutto che la Geologia è utilissima in pratica a noi come quella che, occupandosi dello studio della terra, ci porta a conoscere questa massa che costituisce la casa nostra, il suolo che calpestiamo, le ricchezze di cui abbonda a nostro favore e a quali patti soltanto ci saranno queste accordate.

Figli della terra, è dalla terra che dobbiamo attenderci e ricevere tutto quello di cui abbisognamo; soggetti alla terra, è ben naturale che qualunque nozione sul vero modo di essere della medesima non possa far a meno che riescire a nostro vantaggio. Inoltre, presentando come impronta affatto speciale diversi orientamenti di montagne e svariata distribuzione di terre e di mari, ogni regione agisce per contraccolpo sui proprî abitanti, imprimendo loro le sue particolari caratteristiche, tanto che si potrebbe dire che la fisionomia della terra si riproduce esattamente nel carattere e nella disposizione fisica delle popolazioni.

Fra le tante applicazioni a cui servono di base gli studî geologici accenniamo in prima a quella che si può dire avere dato origine a tali studî. L'uomo trae quei materiali che gli occorrono dalle così dette *miniere* e *cave*, ossia da giacimenti capaci di somministrare una certa quantità di minerali metalliferi e da quelle ubicazioni che possono dare altri materiali suscettibili di applicazioni pratiche e non aventi nulla a che fare coi metalli. Così si hanno miniere di ferro, di oro, ecc., cave di zolfo, di carbon fossile, di materiali da costruzione in genere, ecc. Sorse in vista di quei bisogni lo studio della montanistica, parte di scienza naturale applicata che si occupa appunto del modo con cui si trovano i materiali utilizzabili e che dà tutte le norme

a seguirsi per la loro più facile estrazione e lavorazione. E diciamo scienza la montanistica avuto riguardo a quello che essa è ai giorni nostri; chè nei suoi primordî cominciò per essere nulla più di un mestiere esercitato da pochi lavoratori, e solamente coll'andar del tempo i dettami scientifici vennero a consolidare l'edificio, già in buona parte costruito da quelli cresciuti in numero e arricchitisi di più pratiche cognizioni. Oggi ancora la montanistica conta fra le sue tecniche denominazioni una grande quantità di nomi già usati nei primi tempi dai lavoratori delle miniere. Nè vi mancano scoperte fatte prima che si costituisse quella scienza, come avviene che anche il contadino, lavorando i terreni, possa essere nel caso di fare scoperte, dovute naturalmente all'azzardo, anzichè essere piuttosto risultato di illuminate ricerche.

È in seguito alle necessità della montanistica che sorgono gli studî geologici e progrediscono. Trovasi allora il sassone Werner che pel primo fonda la geologia Nettuniana, la quale ammetteva l'acqua come base unica di tutti i fenomeni geologici, e riunisce in un assieme scientifico tutte le nozioni disparate riguardanti i terreni contenenti minerali metalliferi. Oggidì la scienza geologica non è più aiutata, messa avanti, dalle osservazioni fatte dai minatori, è invece la montanistica che riceve un valido sussidio dalla geologia.

Difatti se è vero che sola la montanistica può per caso rintracciare qualche miniera o cava, è pur nondimeno vero che, a forza di estrarre materiali, i pozzi si approfondano e si giunge in regioni ove il giacimento si riduce a vene e fili che si van facendo sottilissimi, e allora è indispensabile chiamare in soccorso la scienza geologica, e cercare in essa il mezzo di rintracciare altrove quel materiale che vuolsi estrarre. Quando si è potuto stabilire dai geologi che certe date specie minerali si trovano sempre in rapporto con certe determinate specie di roccie, di più quando si potè stabilire con osservazioni le mille volte ripetute che certi minerali metalliferi, anzichè riconoscere il loro modo di giacitura in vene, si presentano disposti in forma di lente, in strati, o accumuli di forma speciale molto allargata, intercalati fra banchi di

roccia, è facile allora determinare come in un dato distretto minerario si possano avviare le ricerche e giungere a ritrovamenti di minerali metalliferi. Per tali ragioni non fu raro il caso in cui, esaurita una miniera, si avrebbe dovuto abbandonare una località come sterile, se il geologo non fosse intervenuto col suo consiglio, asserendo la grande probabilità, per non dire la certezza, che a pochissima distanza si dovesse verificare l'esistenza della stessa roccia contenente quello stesso minerale, disposto anzi in quella od in quest'altra maniera, oppure l'esistenza di una roccia analoga e di un minerale congenere, facendo risparmiare per tale modo notevoli perdite di tempo e spreco di denari in ricerche da farsi in altre località.

Lo studio della geologia si rivolge all'assetto delle roccie, e questo è ben lungi dal presentarsi sempre regolare, uniforme, perchè nell'atto del sollevamento e dell'abbassamento di regioni terrestri ebbero a verificarsi modificazioni, rotture, spostamenti non certo eguali dovunque e in ogni tempo. Vuol dire che i movimenti del nostro suolo furono tali da potere col tempo avervi condotto un apparente disordine, e sono gli studî geologici che soli possono condurre a riconoscervi un ordine.

Altra applicazione assai importante degli studî geologici si è quella della ricerca di sorgenti minerali, termali o non, di non lieve importanza nel trattamento di gravi malattie. È un fatto indubitabile che la presenza di sorgenti minerali ha costituito e costituisce non di rado la vera ricchezza di un paese; orbene, avviene talvolta che queste sorgenti scompaiano d'un tratto per ricomparire nello stesso luogo, ma con caratteri differenti da quelli di prima, o per ricomparire altrove colle stesse o con diverse proprietà. Di tali avvenimenti è naturale che s'abbiano a preoccupare gli abitanti di quella regione e più ancora i proprietarî delle sorgenti. Anchè in ciò gli studî geologici possono essere di valido aiuto, trattandosi di vene acquee sotterranee le quali godano di quella o di questa proprietà, per aver attraversato nel loro corso fessure più o meno profonde che, ponendole a contatto di certi minerali, fanno loro acquistare la caratteristica proprietà che le distingue.

Ma il soccorso della geologia riesce molto più notevole nello studio delle acque potabili. Sonvi regioni le quali non hanno acque superficiali e sono provviste di acqua per mezzo di pozzi o di altro, ma sempre estraendola da maggiore o minore profondità nell'interno della terra.

Queste acque, tolte alla circolazione sotterranea ed esportate alla superficie, possono avere carattere di potabilità più o meno accentuata a seconda dei terreni che attraversano; inoltre non in qualunque regione possiamo essere certi che scavando un pozzo di una determinata profondità incontreremo quella vena acquea che ci occorre. Se ad esempio noi vogliamo fare un pozzo nel terreno che costituisce il sottosuolo di Torino troviamo anzitutto una congerie di ciottoli cementati, di sua natura permeabile; converrà quindi discendere più oltre, finchè arrivato a 18 o 19 metri di profondità incontriamo una falda acquea che si può dire ha un regime costante; sotto questa vena di acqua, come dev'essere necessariamente, si osserva un fondo impermeabile, che impedisce a quella di approfondarsi, formato da uno strato sabbioso-marnoso compatto.

In alcune regioni questa conoscenza del sottosuolo che ci forniscono gli studî geologici riesce di una importanza capitale.

Quando i Francesi s'impadronirono dell'Algeria, erano ben scarse le regioni produttive, ma poi, in seguito agli studî geologici fatti, si venne all'importante conclusione che in qualunque siasi punto di quella regione si fosse operato un foro si sarebbe raggiunto ad una determinata profondità una falda acquea che veniva dall'interno verso il Mediterraneo, acqua che in alcuni punti non era saliente, ma che in altre località trovavasi come racchiusa in tubi comunicanti, e che godeva di un potere saliente abbastanza notevole. Alcuni pozzi artesiani, scavati dietro queste osservazioni in luoghi ove quella falda acquea stava come incassata in due strati impermeabili, permisero di avere getti di grande elevazione, i quali vennero utilizzati ad operare in quella regione un sensibilissimo miglioramento.

Nè giova dimenticare che gli studî geologici possono il più delle volte evitare gravissimi inconvenienti.

L'acqua nelle profondità terrestri compie una gran quantità di

lavoro e specialmente asporta e scioglie certi materiali di loro natura stemprabili oppure solubili. Se questo lavoro si compie a grande profondità non ha tanta importanza per i fenomeni che ne possono avvenire quanta ne dimostra allorchè avvengono scoscendimenti dovuti a franamenti di fianchi di montagne per l'opera demolitrice dell'acqua infiltrantesi nelle roccie. È a prevenire questi disastrosi inconvenienti che la geologia ci può dare un validissimo aiuto, poichè in moltissimi casi, dopo uno studio accurato di una data regione ove scorrono queste vene acquee filtranti, riconosciute le probabili conseguenze che possono avvenire, non è difficile ottenere una deviazione delle acque stesse in modo da impedire il loro infiltrarsi in roccie di natura più facilmente stemprabili o solubili e da ovviare così fino ad un certo punto notevoli inconvenienti.

E qui non pare fuor di proposito accennare come il geologo abbia anche la possibilità di suggerire mezzi abbastanza efficaci contro un disastro che spesso viene a recare gravi calamità in regioni fertili ed abitate, e di cui abbiamo avuto un troppo deplorevole esempio in questi ultimi tempi. Vogliamo alludere alle inondazioni. Si sogliono attribuire generalmente al disboscamento delle montagne, nè ora vorremmo noi negare a questo fatto l'importanza che può avere comunemente. Ma è pur vero che gran parte delle funeste conseguenze verificate e i disastri maggiori avvengono sempre per le rotte dei fiumi, e questo succede perchè essi generalmente si trovano in quelle regioni ad essere più elevati che non le località abitate e le campagne circostanti; laonde si deve ricorrere agli argini. Quindi la massima importanza dovuta al disboscamento dei monti non toglie la necessità di convenire che noi, non potendo da un anno all'altro rimboscare ogni punto lasciato nudo, dobbiamo ricorrere piuttosto ai rimedî del momento, opponendoci al rovinare continuo delle sponde dei torrenti, opponendoci a che gran copia di esse vengano portate in basso e contribuiscano così al sollevamento rapido dell'alveo dei fiumi, mentre, riconosciuto che questa o quell'altra sponda non è costituita di roccia solida, resistente, si cercherà di opporsi a che non venga erosa e per così dire minata da infiltrazioni acquee.

Dove poi la geologia può essere considerata come una scienza applicativa di grande importanza, si è nei lavori di ingegneria, nel tracciamento di ferrovie, di strade, di canali, ecc., e specialmente quando si debbano stabilire comunicazioni le quali attraversino in gallerie masse rocciose di monti. I numerosi e gravi inconvenienti, a cui si può andare incontro, rendono necessario, prima di imprendere tale lavoro di tracciamento, uno studio geologico accurato del modo con cui si trovano nella montagna, della quale si tratta, gli strati rocciosi e della composizione degli strati stessi. Nè un simile studio è cosa tanto difficile come parrebbe a primo tratto; chè, quasi novantanove volte su cento, dall'aver osservato e studiato con attenzione l'esterno di un monte e la disposizione stratigrafica della regione circostante, possiamo giungere a pronosticare l'interna costituzione di quello, tanto da poter stabilire a quale distanza dall'imbocco della galleria si incontrerà una determinata roccia di facile oppure di difficile perforazione. È bensì vero che talora si possono presentare accidentalità punto prevedibili, ma ciò non avviene che come rarissima eccezione. Nè solo a pronosticare e ad evitare inconvenienti riesce di grande importanza la conoscenza geologica di una montagna che si voglia traforare, ma anche a facilitare i lavori stessi di avanzamento ed a ridurre al minimo la spesa necessaria.

Anche l'agricoltura deve trarre evidentemente un gran partito dagli studî geologici, in quanto che è naturale che la sterilità di alcune regioni e la rigogliosa vegetazione di altre dipendono dalla presenza o dalla mancanza di determinati elementi nella costituzione dei terreni, e che il terriccio stesso proviene da una miscela di sostanze organiche con una maggior parte di inorganiche. È noto ancora che terreni incapaci di certe produzioni vegetali sono buonissimi per altre, le quali esercitano sovente un'azione correttrice sui medesimi e li rendono atti a quella coltivazione, a cui prima erano contrarî; quindi la necessità per un buon agricoltore di conoscere la composizione del suolo che intende coltivare.

Infine gli studî geologici hanno importanza applicativa nell'igiene in vista del fatto, già da noi avvertito, che ogni regione

esercita la sua influenza sui proprî abitanti e che in conseguenza le popolazioni preferiscono stabilirsi o quanto meno sentono il bisogno di porre la loro dimora in alcune regioni anzichè in altre meno salubri. Quindi è che se, ad esempio, noi ci portiamo nell'Astigiano, troviamo disabitate affatto piccole valli assai accidentate, di cui il fondo è argilloso, mentre ci appaiono in alto i ciglioni a fondo sabbioso coperti di abitati; e ciò in rapporto alla variabile permeabilità del terreno che influisce sulle condizioni igieniche.

Ed ora ci basti l'avere accennato in qual modo la geologia non sia, come taluni crederebbero a primo tratto, una scienza puramente di lusso, ma invece un ramo di studio che può entrare spesso nelle applicazioni, e che entrandovi diviene il più delle volte d'una importanza veramente somma. In vista di ciò nel nostro corso, anzichè limitarci alla geologia come scienza a se stessa, cercheremo di studiarla nelle sue pratiche applicazioni alla montanistica, all'igiene, all'agricoltura, all'ingegneria, e a tutto che il geologo può prestare l'opera sua come indispensabile e vantaggiosa.

Dicemmo che le nozioni geologiche non poterono costituirsi in vero corpo scientifico se non nel momento in cui le scienze affini, che loro servono di base solida, raggiunsero un grado di progresso abbastanza avanzato, il che non si verificò se non sul cominciare di questo secolo; quindi non si può pretendere di trovare la scienza geologica prima di tale epoca. Di più per avere idee esatte in geologia, cioè per poter stabilire rapporti sicuri tra il diverso modo di compiersi dei fenomeni, bisogna poter visitare molte e molte regioni, non convenendo fare studî troppo localizzati. E nei secoli passati le vie di comunicazione erano così difficili e ardue che riesciva impossibile mettere in confronto un fenomeno osservato in una data regione con fenomeni differenti o identici che potessero avvenire in altre località. Perciò appunto, come già notammo, gli studî geologici dei secoli precedenti al nostro presentavano caratteri troppo locali, e mentre stabilivano idee esatte se riferite unicamente al luogo ove si erano fatti quegli studî, per altra parte erano in completa contraddizione con quelle che

altri studiosi venivano deducendo in seguito ad osservazioni fatte altrove. Un'altra ragione ancora, oltre al divenir facili le comunicazioni, ha fatto sì che solo più tardi potè costituirsi la vera scienza geologica e progredire nelle sue ricerche. La massa maggiore della terra è di origine indubbiamente sedimentaria, vale a dire proviene da terra che *ab origine* stava sospesa come fango in una massa d'acqua oppure in questa a stato di soluzione. Per circostanze che ora sarebbe inutile ricordare, quelle terre sospese precipitandosi venivano a formare i depositi che ora ci si presentano sotto forma di strati, nei quali non è raro l'incontrare resti od impronte di organismi. Per conseguenza non ci verrà dato di trovare argomenti sufficientemente solidi al nostro scopo se non in quanto che potremo stabilire il valore relativo di antichità fra quegli strati di terreni, basandoci sulle forme organiche caratteristiche delle diverse epoche in cui essi ebbero a formarsi. Ora questo studio importantissimo delle forme organiche comparate non lo troviamo costituito che in sul finire del secolo passato per opera del Cuvier, del Lamarck, e nel presente secolo per opera del Brocchi.

In vista di questo fatto noi non dobbiamo attenderci di trovare una vera geologia se non dopo che gli studî di anotomia comparata raggiunsero un certo grado di perfezione da poter servire di solida base ad una scienza esatta.

Cionondimeno, se prima del finire del secolo passato non troviamo la geologia come scienza, già da epoche remotissime esistettero idee geologiche, fra cui molte caddero col costituirsi e col progredire della vera geologia e taluna rimase ancora ad attestare alcuni lampi di intuizione, corroborata oggidì dagli studî e osservazioni fatte con criterî scientifici.

L'uomo aveva da gran tempo rivolta la sua attenzione ai fenomeni terrestri, però fin dal principio egli non poteva sceverare le sue idee su questi fenomeni da quelle che si attaccavano alla genesi dei mondi, e naturalmente in queste prime idee cosmogoniche doveva la teologia esercitare in gran parte la sua influenza. Nei primi tempi erano i sacerdoti che avevano il monopolio delle scienze, perchè furono essi i primi che

si occuparono delle cose che circondavano le località in cui abitavano, ne dedussero cognizioni importanti, e poscia, sgraziatamente, per servirsene a scopo di dominio, credettero utile mascherare quelle idee scientifiche colle teologiche, sollevando per tal modo un ostacolo fatale al sorgere ed al progredire di tutte le scienze positive. La storia ci reca un grande numero di fatti che comprovano di quale incaglio sia riuscita alla propagazione ed al progresso dei veri scientifici questa tendenza del sacerdozio a mascherarli colle idee religiose; basti fra tutti citare il nome di Galileo Galilei.

Oltracciò notiamo che chiunque di noi si trovi di fronte ad un fenomeno naturale, rimane sorpreso e si limita ad ammirarlo; non è che in seguito colla riflessione che cerca di trovarne le cause; orbene, noi dobbiamo considerare l'uomo primitivo come precisamente quello che meglio si lascia influenzare, subisce il fascino dei fenomeni naturali, ed è ben lungi dall'osservarli con quella calma che deve essere caratteristica del vero scienzato.

Se poi vogliamo accoppiare queste due considerazioni essenzialissime, della massima influenza esercitata dalle idee religiose sulle scientifiche e della potenza affascinante dei fenomeni naturali, possiamo facilmente renderci ragione del fatto che dovette trascorrere un periodo assai grande prima di quel tempo in cui l'uomo abbia potuto o pensato a tener conto di quei fenomeni e siasi messo nella via di cercarne le cause, nella vera strada dell'osservazione e della deduzione scientifica. Nei primi tempi adunque le idee geogoniche si confondono colle cosmogoniche, e queste idee delle antiche cosmogonie orientali mantengono sempre una visibilissima impronta della teocrazia; per cui riesce impossibile che con queste basi, ove il sovranaturalismo orientale, e specialmente delle ordinanze di Manhù, tiene luogo del naturalismo, possa erigersi un edifizio veramente scientifico. In seguito noi vediamo una gran quantità di quelle idee, consacrate nei Wedha, ricomparire nelle pagine della Bibbia, sorgere la scuola Egiziana o Nettuniana, e contemporaneamente in Grecia una scuola perfettamente antagonista a quella.

L'Egitto potendosi dire terra veramente prodotta dalle acque del Nilo, terra che deve a questo la sua esistenza quasi e la sua fecondità, doveva naturalmente improntare la sua scuola di un carattere speciale, e pressochè riconoscere l'acqua come causa unica di tutti i fenomeni terrestri; mentre per ragioni analoghe la scuola Nettuniana stessa, riprodotta da Talete di Mileto in Grecia, veniva ad improntarsi di un carattere di positivismo speciale a questa regione, fino a che vi sorgea, per opera di Erodoto, la vera scuola Greca tutta basata sullo studio dei fenomeni pirici, dei vulcani e dei terremoti. E queste differenti scuole provano ognor più come pel difetto di comunicazioni in quei tempi gli studî peccassero di troppo localizzamento, sicchè mentre nell'Egitto si ritiene come unico agente l'acqua e sorge la scuola Nettuniana, nella Grecia, che può dirsi terra dei vulcani ed è circondata da numerosissime isole le quali sono in gran parte di origine vulcanica e dove frequentemente si provano scosse violenti di terremoti, troviamo una scuola quasi unicamente informata al Plutonismo.

Sorta col tempo l'inevitabile lotta fra le due scuole Nettuniana e Plutoniana, vediamo costituirsi una scuola intermedia, la quale, per meglio dire, raccolse il buono dell'una e dell'altra; di essa fu iniziatore Pitagora, e si può dire che rappresenta l'aurora della vera scuola geologica, in quanto che fu la prima a tener conto dei resti organici fossili, senza di che non possiamo costituire una vera geologia. Anzi si può senza esitare asserire che la storia dei progressi della geologia non è nient'altro che la storia di quelli della paleontologia.

Prima di Pitagora non si era mai fatto attenzione ai resti di conchiglie di molluschi, di organismi animali o vegetali che talvolta s'erano incontrati; non si era mai pensato che fossero resti organici; non si tenne mai conto di questi *scherzi di natura*, come venivano chiamati. Ma qualche tempo dopo, allorchè la scuola Pitagorica prese piede in Italia, troviamo un autore italiano, il quale nei suoi scritti in lingua latina per la prima volta accenna alla presenza di questi resti organici nei terreni sedimentarî, anzi in pochi versi riassume tante importanti os-

servazioni geologiche, le quali costituiscono i capisaldi della scuola moderna, che, se non fosse noto il vero autore di quei versi, saremmo facilmente indotti ad attribuirli ad un autore moderno che si fosse presa la briga di esporre in poesia latina i principî della nostra scuola geologica. Di questa nostra asserzione relativa ai versi che lo scrittore latino Ovidio ci ha lasciati nel suo libro XV delle *Metamorfosi*, non troviamo miglior prova che nella citazione dei versi stessi:

> Vidi ego, quod fuerat quondam solidissima tellus,
> Esse fretum; vidi factas ex aequore terras;
> Et procul a pelago conchae jacuere marinae;
> Et vetus inventa est in montibus anchora summis;
> Quodque fuit campus, vallem decursus aquarum
> Fecit; et eluvie mons est deductus in aequor;

Così adunque in pochi versi di Ovidio troviamo riassunte tutte le vicende a cui potè andar soggetta la nostra terra, e siamo forzati a riconoscere il noto poeta latino come un grande osservatore.

Contemporaneamente, nei primi anni dell'êra Cristiana, troviamo in Italia parecchi i quali si occupano dei fenomeni terrestri, e fra gli altri Plinio che però, mentre ci lascia molte buonissime osservazioni, non bada al fatto dei resti organici, ch'egli anzi, seguendo l'antico errore di Aristotile, denomina *scherzi di natura*. Ma questo non è sufficiente a far condannare gli scritti di Plinio, se si osserva che molto più tardi altri uomini, pure degni di nota, continuarono intestarditi nel medesimo errore.

Nel medio evo, periodo di grandi battaglie e rivolgimenti sociali e politici, se non si verifica un reale progresso negli studî geologici, si mantiene però il fuoco sacro delle idee buone sorte prima, e noi troviamo nel Boccaccio un accenno a conchiglie vedute nei colli subappenninici, come resti comprovanti il soggiorno del mare in quelle località.

Venendo al 1500, ci si presenta Leonardo da Vinci che, obbligato per natura della sua professione a far eseguire molti scavi, verificò l'esistenza di conchiglie marine sui limiti della

pianura del Po, e fu esso pure dell'idea che esse comprovassero in quei luoghi il soggiorno del mare.

Dopo il 1500 succede un periodo abbastanza lungo di confusione, durante il quale si hanno forti ingegni che riaffermano quelle idee, ed altri, non meno forti, che non si fanno scrupolo di battagliare per la distruzione delle medesime. Si giunge così con un progresso non che lento, insensibile, fino al 1700, in cui la paleontologia comincia a costituirsi con basi un po' più solide, per poi giungere a stabilire quegli assiomi paleontologici che ci condussero al punto in cui siamo oggidì dell'edifizio scientifico geologico.

Vediamo come dai paleontologi siansi acquistati poco per volta i diversi gradini per cui salirono al perfezionamento attuale dei loro studî sui resti organici dei terreni sedimentarî; collo Stoppani enunciamo i diversi risultati ottenuti da questa conquista secolare.

Dapprima si erano visti molte volte quei corpi così curiosi, ma non si ammetteva dalla generalità che fossero realmente corpi organici.

Conveniva dunque anzitutto stabilire essere tali e non già semplicemente *scherzi della natura;* stabilire cioè questo primo assioma della Paleontologia:

1° *I fossili sono veramente reliquie di esseri organici vegetali e animali che vissero un tempo sulla superficie della terra.*

Anche dopo le osservazioni di Ovidio, di Leonardo da Vinci, e dopo quelle di Bernardo di Palissy, occorsero non meno di 100 a 150 anni di lotta per stabilire questo vero.

Sono curiose le idee che si manifestano a proposito dei fossili nel 1500. Nel 1548 Agricola in Germania considera i fossili come *un prodotto di fermentazione, per opera del calore, del grasso della terra*; e quest'idea passa ed è sostenuta in Italia dal Mattioli. Il Falloppio applica la stessa spiegazione anche ai cocci di terra lavorata che si trovavano al Monte Testaceo in Roma. Il Mercati nel 1574 dice che questi fossili *sono pietre così configurate dall'influenza degli astri.* L'Olivi contempo-

raneamente li ritiene ancora come *scherzi di natura*. L'Imperatori nel 1599 spiega il fatto ammettendo *che le pietre possono vegetare*. Il Quirino ammette che *si possono formare in seno stesso a' monti*, e quindi afferma quei corpi *essere veramente organismi o resti di organismi non provenienti dal mare, nè trasportati là dove si trovano da inondazioni o diluvî, ma che si formarono in seno stesso a quei terreni, i quali contenevano germi e calore*. Il Baglivi scrive verso il 1700 un trattato sulla *vegetazione delle pietre*; e il Cardano nel 1753 accorda a queste non solo la proprietà di vegetare, ma *vita ed anima*. Finalmente Etmullero aggiunge a queste anche la facoltà di *partorire*.

In quel medesimo tempo l'accademia francese, portando il suo giudizio sulla questione dei fossili, ammise quello che aveva detto prima il Quirino, aggiungendo all'asserzione di questi la sua opinione sull'origine di quei germi esistenti nelle roccie. Secondo essa quei germi erano trasportati dai venti insieme ai vapori sollevatisi dal mare, i quali poi condensandosi entravano per le fessure delle roccie nell'interno dei monti.

Intanto però troviamo a sostenere la giusta opinione di Leonardo da Vinci Fracastoro e il danese Stenone; dei quali l'ultimo, studiando diversi fossili, viene a stabilire una delle divisioni che i progressi della paleontologia non hanno modificata, e che consiste nel distinguere tutti i fossili nelle tre classi di fossili conservati, fossili modellati, fossili modificati.

Sono ancor degni di menzione, per aver combattuto fieramente le idee assurde sovraccennate, un Vallisnieri, un Colonna, e più di questi ancora il siciliano Scilla. Per cui si vide finalmente assodato e riconosciuto dalla generalità, dopo l'opera di tanti sommi Italiani, il primo vero paleontologico che si può anche dire il primo vero geologico. Speriamo quindi non ci si dia torto se, dopo ciò, diremo la geologia scienza veramente italiana per le sue origini.

Stabilito che i fossili erano resti organici, bisognava fare un secondo passo: com'è che quei resti si trovavano in seno a dei sedimenti? Si vide allora la necessità di studiare e di stabilire questo secondo vero paleontologico:

2° *I fossili sono organismi che vissero là dove si trovano le loro spoglie.*

A stabilire questo vero si dovette impiegare un numero di anni assai grande inquantochè esso era in urto colle idee che si avevano sul diluvio universale, il quale, secondo l'opinione generale, aveva tutto sconvolto e quindi trasportato nei monti, fra i sedimenti, quegli avanzi di organismi. Si comprende quindi come dovesse riuscire oltremodo difficile lo abbattere l'edificio religioso per sostituirvi quello veramente scientifico. Combatterono in favore del vero paleontologico e contro l'idea del diluvio universale Fracastoro, Vallisnieri ed il parroco Spada, finchè nel 1749 il Ruffo stabiliva che i resti delle conchiglie nei sedimenti non vi erano state trasportate, ma sibbene erano organismi che colà avevano vissuto. Questo pure ammetteva il Lazzaro Moro; ma si dovette giungere fino al 1849 prima che fosse ammesso generalmente questo secondo assioma fondamentale della paleontologia. Nè in tempi molto lontani dai nostri un grande critico francese, Voltaire, per quanto incredulo sul riguardo del diluvio universale, poteva ammettere quel vero; poichè egli soleva dire sorridendo: *I paleontologi sono fuori di strada certamente; i fossili ch'essi vogliono far credere vissuti nei terreni sedimentarî sono niente altro che le conchiglie scucitesi dai mantelli dei pellegrini che venivano di Terra Santa.*

Dicemmo come a stabilire questo secondo vero siasi richiesta una lotta piuttosto lunga. Gli studî però che si fecero, particolarmente in Italia ed in Francia, misero in chiaro il fatto, prova eloquentissima di quella seconda verità paleontologica, che le conchiglie — e ci riferiamo a queste specialmente come a quei resti organici che per loro natura si conservano meglio — le quali si trovano nelle marne, nelle sabbie, nei calcari, difficilmente si presentano ridotte in pezzi quali dovrebbero essere ove fossero state soggette a trasporti violenti, ma per la maggior parte ci si presentano invece con tutte le loro forme intatte, con tutte le loro accidentalità anche le più delicate. Di più, se osserviamo tutte le conchiglie che incontransi in un determinato

strato, possiamo verificare l'altro fatto importantissimo, per cui queste non sono già mescolate alla rinfusa, non costituiscono un accumulo irregolare di conchiglie di diversi generi e specie, ma sibbene trovansi generalmente distribuite secondo gli strati per famiglie, generi e alcune volte anche per specie.

Se in una marna troviamo una determinata conchiglia, insieme con essa vedremo piuttosto conchiglie dello stesso genere o per lo meno resti di esseri organici che vivono in identiche circostanze, mai però spoglie animali o vegetali che non esigessero le stesse condizioni di temperatura, le stesse condizioni di vita, caoticamente, confusamente commiste. E questi aggruppamenti, fatti secondo le analogie di struttura, di organizzazione e di ambiente di vita, ci dicono che i resti che li costituiscono non poterono essere trasportati colà da una specie di convulsione che rechi una vera confusione nel modo di presentarsi della superficie terrestre o da disastrose inondazioni. Gli stessi aggruppamenti ci fanno ammettere non solo che quegli esseri hanno vissuto in quei sedimenti ove trovansi, ma che precisamente vi hanno vissuto nell'epoca in cui i sedimenti stessi si formarono.

Ma ciò non bastava ancora per poter costrurre l'edifizio geologico sopra basi solide; necessitava ancora assodare questo terzo caposaldo:

3° *Le reliquie organiche fossilizzate nelle viscere della terra appartengono in genere a specie di piante, o a specie di animali ora estinti, cioè definitivamente scomparsi ora dalla superficie del globo.*

E questo non ha potuto essere ritrovato se non dopo numerosissime osservazioni, specialmente dopo che numerosissimi studî di anatomia comparata, che diedero modo di riconoscere le differenze organiche tra gli animali simili che vivono oggidì e gli animali simili che vissero in quelle epoche remote.

Fu Hooke che nel 1688 si accorse pel primo del fatto che si asserisce nel terzo vero sovraenunciato. E qui ecco subentrare alle glorie italiane una serie di scienziati stranieri, e specialmente inglesi; diciamolo subito, questo non vuol dire che

da noi si sia cessato di studiare e questi studî di geologia abbiano preso il sopravvento in Inghilterra. Furono gli Inglesi che constatarono per i primi quel fatto e non furono gli Italiani per una buona ragione, di cui nessuno ci potrebbe far carico, e che consiste nell'essere i nostri terreni di struttura per nulla favorevole alla constatazione di quel vero paleontologico, e nell'essere al contrario favorevolissimi a ciò i terreni delle isole britanniche.

Infatti, per la maggior parte la penisola italiana è, geologicamente parlando, molto giovane; chè basta esaminare la catena degli Appennini per trovare che in essa i terreni più antichi non risalgono che ai secondarî, in massima ai terziarî ed ai quaternarî. In Inghilterra invece troviamo rappresentati terreni molto più antichi, riconoscibili per diversi caratteri che vedremo a suo tempo. Ora, se notiamo che naturalmente nel passare in rivista i diversi tipi caratteristici delle differenti epoche geologiche le maggiori divergenze si verificano tra i due estremi, cioè fra i più antichi ed i più recenti, e che queste divergenze vanno man mano scomparendo se noi passiamo gradualmente per tutte le epoche geologiche, ne risulta che non abbiamo enormi, marcatissime differenze, ma trasformazioni che vengono a costituire una specie di linea continua in cui, come dappertutto, la natura ci dimostra di non operare mai per salti. Quindi, se noi mettiamo in confronto le conchiglie che vivono nel Jonio e nel Mediterraneo con quelle che incontriamo fossilizzate nelle colline subappenniniche, non potremo certo afferrare grandi divergenze, anzi arriveremo al risultato che fino a 50 % delle specie di conchiglie fossili trovate nelle terre plioceniche vivono anche oggidì, e solo 50 % sono scomparse.

È adunque naturale che il terzo vero geologico relativo ai fossili dovesse saltar meno all'occhio in Italia, che non in Inghilterra, ove era possibile mettere in confronto le forme viventi nel Mare del Nord coi resti organici che per la loro antichità presentavano grandissime differenze.

Cionondimeno anche in Italia vediamo farsi studî comparativi tra le forme organiche; e troviamo fra gli altri il Testa

ed il Soldani occuparsi di impronte di pesci, ittioliti, rinvenute nel Monte Bolca, località del Vicentino, le quali parevano attestare una specie di morìa avvenuta in una data epoca, e costituivano un deposito potentissimo.

Il Testa ed il Soldani riuscirono a constatare che di 125 specie, delle quali avevansi le spoglie, appena 12 corrispondevano a forme viventi, e della maggior parte non si poterono neppure rintracciare le analoghe nel Mare Adriatico.

Con quest'osservazione intanto si veniva a constatare un fatto di grandissima importanza pel geologo, che cioè all'epoca in cui si depositarono quelle spoglie di pesci in seno a quei sedimenti doveva esistere nelle località stesse una temperatura tropicale.

Ora, quantunque le nozioni geologiche andassero vieppiù acquistando, pure non poteva aversi ancora il vero edifizio scientifico geologico; e solo dopo gli studî di anatomia comparata del Cuvier e del Lamarck, che ebbero iniziamento sul principio del presente secolo, come già avemmo occasione di dire, trovò modo di costituirsi con sicurezza la vera scienza del geologo, e specialmente dopo che venne assodato il quarto vero paleontologico, che può dirsi il coronamento dell'edifizio geologico:

4° *I fossili sono distribuiti secondo i terreni, si rimutano cioè cogli strati succedentisi gli uni agli altri in ordine stratigrafico e quindi in ordine cronologico.*

Posti i tre primi capisaldi paleontologici, rimaneva ancora questo dubbio: si può dire che esistano solamente una fauna ed una flora attuali, ed una fauna ed una flora antiche? Oppure non vi sono più faune e flore antiche corrispondenti ciascuna ad un periodo geologico?

Era necessario insomma stabilire se la fauna e la flora, che dicevansi antiche, potevano essere suddivise, se erano suscettibili di una divisione cronologica organica corrispondente alla divisione cronologica stratigrafica.

Si fecero studî in proposito, e si potè arrivare a stabilire il fatto che esistettero non solo una, ma più faune e flore antiche e che nel decorso del tempo i tipi caratteristici andarono via succedendosi, dando impronte speciali agli strati che successivamente si formarono nei diversi periodi geologici.

Noi troviamo che nel 1759 Arduino cominciò a dividere i terreni stratificati in *primitivi, secondarî* e *terziarî*, basandosi per questa divisione cronologica sui caratteri diversi che presentavano le forme organizzate.

Anche il Fucsel nel 1773 ci diede una divisione dei terreni; e il Soldani nel 1780, trovandosi a Parigi, riusciva a distinguere nei terreni del bacino parigino quelli di origine marina da quelli di origine lacustre.

Il Werner nel 1775 studiava le terre che doveva attraversare in gallerie e che presentavano una struttura cristallina e al tempo stesso un aspetto sedimentario.

Furono anzi questi studî predominanti dei terreni stratificati che condussero allora a stabilire un'origine generalmente acquea per tutti quanti i terreni delle viscere del nostro globo. Intanto, ed ecco in questo una prova del carattere troppo locale a cui erano informati ancora gli studî geologici, l'Hutton, che si era trovato nella condizione di osservare dei calcari che in contatto a vene di granito erano stati modificati nella loro struttura, non divideva quella opinione, ma argomentava invece che la causa efficiente dei cambiamenti subíti da quei calcari doveva essere la presenza di quel granito eruttivo.

E noi troviamo poscia uno scolaro dell'Hutton, il Playfair, immaginare che tutte le masse rocciose sieno di origine ignea, e quindi accentuarsi una vera lotta fra i seguaci del Werner o Nettuniani e quelli dell'Hutton o Plutonisti.

Fu nel 1790 che William Smith pel primo riusciva a trovare nei terreni inglesi il rapporto fra il succedersi stratigrafico dei depositi sedimentarî e quelli di origine ignea, e riunendo le idee buone dell'una e dell'altra scuola, arrivò al punto da poter stabilire una specie di quadro sinottico dei terreni britannici; ed è a lui che si deve l'iniziamento della carta geologica inglese, la quale fu poi terminata nel 1815 e che rimarrà pur sempre un bel saggio in questo genere di studî.

Nel 1807 finalmente sorgeva a Londra la prima società geologica, e d'allora in poi il progresso cresceva in ragione più che geometrica. Cionondimeno, malgrado il movimento rapidissimo

di progresso e di perfezionamento verificatosi, non possiamo ancor dire che oggidì la scienza geologica abbia raggiunto il suo massimo grado di perfezione, chè non conosciamo ancora tutte le regioni terrestri neppure a discreta profondità, e può darsi benissimo che nelle nostre nuove ricerche incontriamo terre, le quali, specialmente per caratteri paleontologici, non corrispondano a quelle che conosciamo oggidì, e che vengano così a modificare alquanto in talune sue parti l'edifizio geologico condotto a buon punto.

Posto termine con questa considerazione a quelle poche nozioni che conveniva dare sulla storia della scienza geologica, noi dovremmo ora entrare senz'altro nel nostro corso speciale di geologia, e precisamente nella prima parte di questo corso, che vedemmo essere costituita dalla fisiografia o geologia fisiografica.

Però, siccome la fisiografia si occupa della constatazione del come si trovi oggidì la nostra terra, tanto per riguardo ai suoi rapporti astronomici cogli altri corpi celesti, e specialmente col sole, quanto per le sue condizioni fisiche e fisiologiche; siccome essa non ci dà solo un'idea della sua forma, delle sue dimensioni e dei suoi lineamenti, ma ce ne descrive tutte le attuali condizioni, perchè dall'esatta conoscenza di queste noi possiamo pervenire a riconoscere i cambiamenti avvenuti nel rapporto alla parte storica, od alla vera geologia; e siccome infine ci accadrà talvolta far certe considerazioni, le quali, volere o non, ci porteranno a discorrere delle prime origini della terra, così crediamo utile, prima ancora di entrare veramente nel puro campo geologico, di occuparci di volo di ciò che riguarda la cosmografia. E questo dobbiamo fare, sebbene il geologo non debba occuparsi della terra prima che si formasse un sedimento, prima che si formasse un mare, nel quale stesse del materiale sospeso o disciolto destinato a costituire il primo strato o sedimento caratterizzato da esseri organici inferiori.

È impossibile non accennare almeno alla ipotesi principale sulle prime origini di questa terra, quando si vogliano dare

le più probabili spiegazioni della forma sferoidale di essa, e di certi fatti della massima importanza, i quali ammettono l'esistenza di un calore proprio terrestre, una volta detto calore centrale, e riconosciuto come causa di fenomeni endogeni potentissimi.

Noi adunque, fra tutte, diremo il più brevemente possibile dell'ipotesi accolta con grande favore dalla scienza per spiegare le origini del nostro globo, anzi accolta con troppo favore, tanto che in molti casi taluni finiranno per considerarla come una proposizione basata sovra documenti solidi, che in realtà non sono tali.

L'ipotesi a cui noi vogliamo alludere è quella immaginata per la prima volta da Kant, poi presa e sviluppata da Herschell, e infine mirabilmente svolta nel *Sistema dei mondi* dal Laplace. Noi esporremo quest'ipotesi, limitandoci però soltanto al nostro sistema planetario.

Ab origine la materia formante il sole e tutti i pianeti che gravitano attorno ad esso era, nell'ipotesi di Laplace, allo stato di gaz estremamente tenue, il quale occupava uno spazio grandissimo, immenso in confronto di quello che oggidì occupano i corpi celesti che ne derivarono. Secondo i calcoli fatti, l'assieme della massa che dovè costituire il nostro sistema planetario avrebbe occupato un volume di 860 miliardi di volte quello d'oggidì.

Avvenne che in un dato momento si determinò un centro di attrazione, che fu il sole, astro centrale del nostro sistema, e verso quel punto ecco precipitarsi, urtarsi e addensarsi tutta quella grande massa di materia cosmica, in modo da costituire un assieme di materia gazosa e ancora grandemente tenue, animato, in seguito agli urti a cui andò soggetto, da un rapido movimento di rotazione. Determinatosi questo moto di rotazione, si dovettero svolgere due potenti forze, la centrifuga e la centripeta, l'una contraria all'altra, e la massa dovette prendere una forma sferica, che andò man mano schiacciandosi in un senso e gonfiandosi enormemente in un altro, fino al punto che una porzione di questa massa, in corrispondenza dell'equatore

dello sferoide roteante, venne a formare un grande anello, il quale pertanto non cessò di roteare sempre nel medesimo senso. Quest'anello in seguito irradia calore verso gli spazî molto più freddi, e in conseguenza subisce una forte contrazione, la quale si manifesta con rotture dell'anello stesso in varî suoi punti. A questo spezzarsi dell'anello succede un immediato foggiarsi dei frammenti risultanti in altrettanti sferoidi, per i quali il movimento roteante dell'anello che li ha generati s'è mutato in movimento di rotazione sul proprio asse in parte, ed in movimento di rivoluzione attorno al centro del sistema; ed ecco formati i primi pianeti. Ad essi tennero dietro altri ed altri, che si produssero dalla medesima massa originaria; anzi, perdurando in alcuni di questi una potente energia, e la materia essendo ancora molto tenue, non pochi pianeti generati divennero alla loro volta generatori di anelli equatoriali che, spezzandosi per rapide contrazioni, formarono le così dette lune multiple o semplici, che accompagnano certi pianeti.

E qui finirebbe l'ipotesi di Laplace, secondo cui i pianeti si sarebbero prodotti per separazione di materia cosmica sotto forma di grandi anelli, i quali a lor volta avrebbero originati tanti sferoidi animati da movimenti di rotazione propria e di rivoluzione attorno al sole, centro del sistema planetario di cui è questione.

Vi sono dei fatti che vengono in prova della ipotesi di Laplace, fra cui i seguenti:

1° Il pianeta Saturno, che presenta ancora anelli roteanti attorno, sembrerebbe un argomento favorevole.

2° Giusta l'ipotesi di Laplace, la materia cosmica roteante sarebbe stata necessariamente sempre più tenue quanto più distante dal centro di rotazione, e noi troviamo appunto che i pianeti più lontani dal sole sono dotati d'un peso specifico minore, sono costituiti cioè di una massa meno densa.

3° Le esperienze di gabinetto e fra tutte quella dovuta al Plateau, sono pure favorevoli all'ipotesi. Questi preparò un liquido di densità eguale a quella dell'olio d'oliva, e in quel liquido dispose una goccia d'olio, la quale vi rimaneva perciò

sottratta alla gravità. Allora egli fece attraversare da uno spillo la goccia d'olio, e l'animò di un movimento di rotazione attorno a questa specie di asse materiale. La goccia, che a tutta prima aveva assunto una forma sferoidale, si andò man mano schiacciando in un senso, mentre si poteva verificare un rigonfiamento equatoriale sempre crescente che finiva per dar origine ad un anello staccantesi dalla goccia roteante a somiglianza di quanto avvenne della materia gazosa che roteava negli spazî, secondo l'ipotesi di Laplace.

Nondimeno, se vi sono alcuni fatti in favore di quest'ipotesi che, lo abbiamo già detto, è anche troppo benevisa alla scienza, dobbiamo pur dire che le vennero mosse non poche obbiezioni. Come si spiegherà coll'ipotesi di Laplace il fatto, che tutti i pianeti anzichè un'orbita circolare percorrono un'orbita ellittica, e che per talune di queste orbite si ha un'eccentricità variabile? Di più, trova forse spiegazione in quell'ipotesi il movimento delle lune di Urano, le quali non si movono già nel senso in cui avrebbe roteato la massa cosmica del nostro sistema, ma bensì sono animate da un movimento di rivoluzione precisamente inverso? Come si spiegherebbe il fatto, che noi abbiamo ancora oggidì una massa, della specie di materia cosmica immaginata da Laplace, in cui errano più o meno confusamente le nebulose e le comete, quasi ultimi brandelli di questa materia cosmica primitiva, ma che non presentano per nulla quel movimento, di cui pur dovrebbero essere dotate?

Inoltre si ha una valida obbiezione nei risultati dell'analisi spettroscopica, fatta recentemente dei raggi solari, grazie a questo nuovo e potentissimo mezzo di studio che sarà eterna gloria del Kirchoff e del Bunsen.

Fu invero per l'analisi spettrale della luce solare che si potè constatare nella composizione del sole, almeno nella sua parte esterna, la mancanza di azoto, carbonio, ossigeno, solfo, bromo, cloro, iodio, silicio, stagno, mercurio, argento ed oro, e la presenza invece di un corpo speciale chiamato l'elio. Cosicchè l'analisi spettrale, autorizzandoci a credere la composizione chimica del sole differente assai da quella dei pianeti del suo sistema, ver-

rebbe a muovere una ben seria obbiezione all'ipotesi di Laplace.

Dopo quel poco che dicemmo su quest'ipotesi, dovremmo necessariamente soggiungere che, se essa ci rappresenta un lavorìo di mente davvero gigantesco, pure non possiamo passare oltre ed accettarla nel campo scientifico altrimenti che come una seducente ipotesi, la quale, se ha molte prove in favore, non ha minor numero di obbiezioni ed anche di serie obbiezioni.

Dopo il periodo cosmico, in cui la nostra terra si trovò separata dal sole, suo astro generatore, noi dobbiamo ricorrere ancora ad altra ipotesi, ma assai più antica che non fosse quella di Laplace, all'ipotesi cioè di Empedocle, uno dei seguaci più conosciuti di quella prima scuola Plutonista che abbiamo visto nascere in Grecia. Secondo quest'ipotesi fu la nostra terra dapprima una massa gazosa dotata di un rapido movimento di rotazione, in forza del quale si venne a formare lo schiacciamento polare del nostro globo, schiacciamento tanto più marcato in allora, inquantochè la forza che lo produsse agiva su una massa tenue e vaporosa, e non più tanto oggidì che il nostro pianeta, almeno esternamente, è solido.

Intanto questa massa gazosa attraversava zone planetarie a temperatura bassissima, e nella necessità quindi di subire essa stessa un graduale abbassamento di temperatura, in forza di esso dovette tener dietro un lento ma continuo condensarsi della sua massa. Un bel momento essa cominciò a passare in parte allo stato liquido, e fu costituita da una massa di materia più condensata e incandescente, sormontata da una specie di atmosfera infuocata. E naturalmente i corpi primi a liquefarsi furono quelli che, per godere di maggior peso specifico, dovevano essersi maggiormente condensati, mentre l'atmosfera avviluppante doveva trovarsi costituita di tanti strati più o meno vicini alla massa liquida centrale, secondo che maggiore o minore era il loro stato di condensazione, secondo che maggiore o minore era il loro peso specifico.

Ma più tardi anche quest'ultima massa gazosa perdette grado grado il suo calore, si addensò e cadde sul nucleo primitivo come su una specie di bagno metallico, quale appunto doveva

essere, e si formarono ovunque accentramenti solidi di varie dimensioni che, correndo rapidamente e vorticosamente per quell'oceano infuocato, e incontrandosi, s'urtarono e si spezzarono, poi nuovamente si agglutinarono gli uni agli altri, formarono masse più voluminose che, a somiglianza di giganteschi galleggianti, furono trascinati sovra la superficie liquida di quell'immenso bagno metallico.

Nè tardarono questi nuclei solidi ad agglutinarsi per modo da costituire una specie di involucro solido, certo di un rilevante spessore, ma ben sottile relativamente alla massa liquida immensa ch'esso avvolgeva. Fu questa la crosta terrestre, di cui si definisce ordinariamente lo spessore in un numero di chilometri che varia dai 20 fino ai 50.

E qui non diremo dei fenomeni tellurici che dovettero spezzare e fendere in varî punti quell'involucro, e delle successive ricostruzioni del medesimo, e ci portiamo senz'altro al momento in cui, divenuto, non diremo impossibile, ma ben difficile l'infrangersi di questa crosta, troviamo già diminuita immensamente la temperatura del nostro pianeta. Nel frattempo, quante volte dovettero scendere condensati l'ossigeno e l'idrogeno dalle elevate regioni dell'atmosfera, e precipitarsi in acqua, la quale, appena trovatasi a contatto della superficie terrestre dotata ancora di troppo elevata temperatura, ripassò immediatamente allo stato di vapore, per riprecipitare ancora, fino a che quella temperatura non si fosse sufficientemente abbassata? E quante volte non avrà potuto l'ossigeno esercitare la sua chimica energia sovra taluni metalli avidissimi di esso, e concorrere per tal modo alla formazione della crosta solida superficiale del nostro globo, involucro che ben a ragione il Daubrée ha paragonato ad una scoria universale?

Moltiplicaronsi senza dubbio assai le chimiche azioni, in seguito a che l'acqua potè sussistere sulla faccia del nostro pianeta, e costituire il mare caotico del Werner, e sciogliersi in esso tutti quei sali solubili allora esistenti, tra i quali sembra doversi annoverare il cloruro di sodio, che ancora oggidì abbonda nelle acque marine.

E qui ci arrestiamo. Evidentemente poi la vita non doveva soggiornare ancora; e come questa siasi svolta, e quando sia sorto il primo germe di vita animale o vegetale, non lo sappiamo. Il fatto sta, che coll'andare del tempo le condizioni della nostra terra si mutarono talmente, che la vita *fu possibile*, e probabilmente prima per gli esseri vegetali, poi per gli animali; cominciarono a formarsi i primi sedimenti caratterizzati dalla vita di esseri inferiori, e da quel momento noi passiamo risolutamente dal campo delle ipotesi al campo della scienza, dalle gigantesche probabili creazioni dell'umana intelligenza alla vera storia della terra.

Parte Prima

STUDIO DELL'ATTUALITÀ

Sezione Prima

Geologia fisiografica.

CAPITOLO I.

Condizioni astronomiche del globo, geologia astronomica.

La parte fisiografica della geologia si occupa delle condizioni attuali della terra. Queste possono essere studiate sotto diversi punti di vista. Nelle posizioni che la terra come massa planetaria occupa nello spazio; sotto il punto di vista dei rapporti che la terra ha col sole, astro maggiore, centrale, del nostro sistema planetario, o in rapporto colla distribuzione dell'elemento solido, dell'elemento liquido, e dell'elemento gazoso nelle varie regioni della terra stessa. Si può studiare fisiograficamente la terra nelle condizioni di temperatura, di distribuzione di calorico e di vapori nelle diverse sue regioni, di ripartizione degli organismi, per venire poi da questo studio a vedere quali sono le varianti che possono in tali condizioni avvenire, e trovare il nesso tra queste e quelle che possono condurre a varianti geologiche.

La prima parte dovrebbe occuparsi della terra considerata come pianeta, dei dati astronomici che si riferiscono alla nostra terra, e che vengono riuniti nella così detta geografia astronomica.

Giusta l'ipotesi di Laplace, che noi abbiamo premessa, sulle probabili origini della terra, e secondo cui risulterebbe il nostro pianeta provenire per una lunga serie di condensamenti da un anello staccatosi dal sole, nell'atto della separazione non solo il nuovo pianeta avrebbe mantenuto il movimento di rivoluzione attorno al sole, ma una parte di tale movimento si sarebbe trasformato in moto di rotazione proprio della terra intorno ad un suo asse. Di più, partendo ancora dalle probabili origini della terra, ne verrebbero la forma sferoidale e le dimensioni della terra istessa.

Noi non possiamo certamente dilungarci troppo sulla parte astronomica della geologia; ciononondimeno, considerando come dalla posizione e dai rapporti che la terra ha col sole, ne vengono fatti importantissimi che hanno parte principale nei cambiamenti e nelle vicissitudini del nostro globo; in altre parole, dovendo noi considerare il sole, astro centrale del nostro sistema planetario, come attività generale, di cui una parte si trasformò nella speciale, che ha la sua azione alla superficie e nelle viscere terrestri e nello svolgimento degli esseri a cui questa nostra terra dà ricetto, non potremmo passar oltre senza occuparci anche un poco dei rapporti fra il sole e la terra considerata come pianeta.

Astronomicamente noi possiamo considerare la terra nei suoi movimenti, nelle sue posizioni rispetto al sole, nelle sue dimensioni e nella sua forma.

Tutti sanno come, indipendentemente dal movimento generale che anima tutto il nostro sistema solare, la nostra terra sia dotata essa stessa di due moti speciali, l'uno detto di *rotazione* e l'altro di *rivoluzione*. È per il movimento di rotazione attorno al proprio asse, che la terra ad ogni istante rivolge all'azione luminosa e calorifica del sole aree, plaghe diverse

della sua superficie. È per il movimento di rivoluzione attorno al sole ch'essa compie un giro ellittico nello spazio, occupando per tal modo posizioni più o meno vicine all'astro solare.

La terra compie il proprio moto di rotazione attorno al suo asse ideale, le cui estremità sono il *polo nord* ed il *polo sud.*

Se immaginiamo sulla terra tanti meridiani o cerchi massimi passanti pei due poli, avremo, partendo da ciascun polo verso l'equatore e sopra ogni meridiano, tanti punti che, distando successivamente sempre più dall'asse di rotazione, dovranno avere naturalmente maggiore velocità in rapporto alla loro maggiore distanza da quell'asse, ossia secondo che si trovano più vicini all'equatore. Adunque il movimento di rotazione della terra sovra se stessa, movimento che si compie da occidente ad oriente in 24 ore siderali, non ha dovunque la stessa velocità, ma al contrario si compie con velocità crescente a partire da ciascun polo verso l'equatore; di modo che, mentre nelle regioni polari si ha velocità nulla o pressochè tale, verso il 60° di latitudine, tanto nord quanto sud, raggiunge i 12 chilometri al minuto primo, i 18 chilometri a Parigi, e finalmente il valor massimo di 27840 metri al minuto, cioè 464 metri al secondo, all'equatore. Questo fatto della diversa velocità, di cui sono animati i varî punti di un medesimo meridiano dal polo all'equatore, ha una grande importanza, specialmente per certi fenomeni attenenti alla distribuzione, per opera delle correnti aeree ed oceaniche, dei vapori e del calore del sole, che noi possiamo considerare come sorgente universale di tutte le attività terrestri.

Inoltre la velocità di rotazione varia tra i due poli e l'equatore, può servire per spiegare un altro fatto di grande entità; il rapporto cioè tra la forza centrifuga e la centripeta nelle varie regioni terrestri.

Tutti sanno che la gravità varia, e gradatamente, fra l'equatore e ciascun polo; tutti sanno che la forza centrifuga in un corpo roteante è in rapporto intimo colla distanza del corpo dal centro di rotazione; e da questo rapporto nascono certi fenomeni che hanno gran parte nelle azioni telluriche, le quali tal-

volta vennero spiegate come dovute appunto a varianti nella velocità di rotazione, epperò a varianti nello sviluppo della forza centrifuga. E secondo alcuni, come sappiamo, al massimo sviluppo di questa forza centrifuga in corrispondenza dell'equatore ed al minimo suo sviluppo nelle regioni polari sarebbe dovuta la forma sferoidale, schiacciata ai poli e rigonfiata all'equatore, che presenta la terra.

Di più, colla medesima diversità di rotazione si vuol spiegare il perchè le masse oceaniche si accumulano nelle regioni torride, piuttosto che altrove.

Insomma, una quantità di fenomeni riconoscono la loro causa principale nel diverso rapporto fra la forza centrifuga e la forza centripeta, rapporto che alla sua volta è collegato colla diversa velocità di rotazione, da cui sono animati i diversi punti della superficie terrestre.

Un altro moto, da cui è animata la terra, è il così detto movimento di rivoluzione; questo si compie attorno al sole secondo un'orbita che non è circolare, ma ellittica, trattasi però di un'ellisse che si avvicina molto ad un circolo, giacchè la differenza nello sviluppo dei suoi due assi e assai tenue. L'eccentricità dell'ellisse che è orbita terrestre è data dal rapporto tra l'asse maggiore ed il minore, rapporto che è di

1 a 0,99986.

Il sole, come già dicemmo incidentalmente, occupando non il centro, ma uno dei fuochi di quell'ellisse, ne viene necessariamente, che nel suo giro di rivoluzione la terra si trova in alcune epoche più vicina al sole ed in altre più lontana. Il punto dell'orbita terrestre il quale è più vicino al sole e quello che ne è più lontano hanno ricevuto i nomi di *perielio* e di *afelio*.

Il punto afelio, più lontano dal sole, dista da questo chilometri 151.800.000, ed il punto perielio, più vicino al sole, dista chilometri 145.700.000.

Queste due cifre sono necessariamente suscettibili di correzioni. Hansen, Foucault e Puiseux, che si sono occupati di questo, trovarono che la media distanza della terra dal sole è di chilometri 148.250.000.

Questa distanza è percorsa dalla luce solare in un tempo relativamente breve, ma che, se teniamo conto della velocità immensa con cui la luce attraversa gli spazî, essa è sufficiente a darci un'idea della lontananza a cui ci troviamo dal sole; la luce del sole impiega, per giungere fino a noi, 8′ e 14″; il suono, al contrario, impiegherebbe non meno di 15 anni a percorrere la stessa distanza.

Per ciò che riguarda la velocità del movimento terrestre di rivoluzione attorno al sole nel compiersi di quest'orbita ellittica, troviamo delle varianti notevoli, che si riferiscono alla posizione della terra nell'orbita stessa relativamente all'astro solare, e dipendenti in special modo dalla maggiore o minore vicinanza di quella a questo. Invero, nell'epoca in cui la terra trovasi all'afelio, essa è certo meno potentemente attratta dal sole, essendochè l'attrazione si esercita con intensità inversamente proporzionale ai quadrati delle distanze, quindi in tutta la semi-orbita corrispondente all'afelio il nostro globo, trovandosi attratto con minor potenza, compierà il suo movimento di rivoluzione con velocità minore di quella, con cui esso percorre la semi-orbita corrispondente al perielio, durante la quale si esercita maggiore l'attrazione.

Tenendo conto di questi fatti, si può fissare una media di velocità di percorso eguale a 30 chilometri al minuto secondo.

Premessi questi dati, veniamo subito alle applicazioni. Evidentemente la terra nel suo movimento di rotazione viene ad esporre ai raggi solari graduatamente e successivamente le diverse parti della superficie sua, e questa esposizione viene anche ad essere influenzata dalle posizioni che la terra deve occupare sopra il tragitto della sua orbita. Partendo da questo, gli studî dei movimenti terrestri possono darci ragione del perchè la terra nostra sia divisa in zone, le quali sono retribuite in calorico dal sole in modo diverso.

Tutti sanno che il nostro globo ci presenta anzitutto nella regione equatoriale una *zona torrida*, poi al sud e al nord di questa due *zone temperate*, e finalmente nelle regioni polari

due calotte denominate *zone glaciali*. Questi nomi delle differenti zone terrestri devono dipendere dalla quantità diversa del calore ch'esse ricevono dai raggi solari corrispondentemente alle diverse posizioni relative della terra e del sole.

Se l'asse terrestre fosse disposto per modo che venisse ad attraversare normalmente il piano dell'eclittica, avremmo che, per qualunque posizione occupata dalla terra sul percorso della sua orbita, la parte illuminata e quindi riscaldata dal sole sarebbe rappresentata da un emisfero determinato dal piano passante per l'asse della terra e normale alla congiungente il centro di questa col centro del sole. Ne verrebbe per conseguenza che in tutte quante le regioni della terra e in qualunque epoca dell'anno avremmo un giorno di 12 ore ed una notte anch'essa di 12 ore, giacchè risulterebbero perfettamente uguali le masse o superficie di terra che sono esposte ai raggi solari a quelle disposte nella parte oscura.

Ciò avuto riguardo al sole come sorgente luminosa. Per quanto spetta alla distribuzione del calore, non possiamo più dire che in tutte le regioni della terra e in qualunque epoca dell'anno si abbia un'eguale intensità calorifica; però potremmo dire ancora che la differenza fra l'intensità di calore di una regione equatoriale e quella delle regioni polari sarebbe costante in ogni epoca dell'anno. Si può allora considerare il sole come una massa emanante un grande cono di raggi calorifici, i quali avviluppano tutto un emisfero della terra e di cui alcuni cadono su questo emisfero verticalmente, o quasi, altri con minore o maggiore obliquità.

Sicchè, mentre le regioni equatoriali rivolte verso il sole ricevono il calore solare normalmente, non succede più altrettanto dei paesi che dall'equatore sono discosti e più prossimi alle regioni polari. Ora, tutti sappiamo che quando un fascio, o per dir meglio un cono di raggi calorifici viene a colpire una superficie, a seconda che questi vi cadono normalmente od obliquamente la quantità di calore, onde sono capaci, si distribuisce sovra un'area minore o maggiore, e quindi l'effetto utile di riscaldamento non è uguale ovunque, sibbene abbiamo una re-

gione più potentemente riscaldata, mentre accade il fatto inverso per un'altra.

Possiamo adunque riassumere così le conseguenze che ne verrebbero dal trovarsi l'asse di rotazione terrestre disposto normalmente al piano dell'eclittica della terra:

1° Per qualunque regione del nostro globo ed in qualunque epoca dell'anno la durata del giorno sarebbe uguale alla durata della notte;

2° Nella distribuzione del calore solare si avrebbe un'intensità decrescente dall'equatore ai poli e in conseguenza una sensibile differenza fra il clima delle regioni equatoriali e quello delle polari, differenza però che, constatata una volta, rimarrebbe poi sempre costante per tutte le epoche dell'anno.

Ora, l'asse di rotazione della terra non si trova per nulla normale, come supponemmo, al piano dell'eclittica, ma è invece inclinato; e in forza appunto di questa inclinazione ne derivano conseguenze ragguardevolissime, quali:

1° Ripartizione ineguale delle ore di giorno e delle ore di notte per le diverse latitudini terrestri e per le diverse epoche dell'anno, cioè per i diversi paesi più o meno distanti dai poli della terra e per i diversi tratti occupati dal nostro globo nell'orbita che percorre;

2° Ripartizione ineguale di calore per le diverse latitudini e per le diverse epoche dell'anno. E questa diversa retribuzione di calorico si compie per modo da presentarsi inversamente nei due emisferi, nel senso che quando uno di questi è gratificato di maggiore calorico, l'altro ne è deficiente, per essere poi a sua volta quest'ultimo più ricco a scapito dell'altro.

Da questo fatto di una ineguale ripartizione cioè di calore, a seconda della posizione relativa che occupa la nostra terra intorno al sole, possono nascere numerose conseguenze, e sono specialmente queste conseguenze, verificatesi in rapporto alle diverse stagioni o epoche dell'anno, che assumono per il geologo una ragguardevole importanza. Che se, considerando le condizioni climatologiche della terra allo *statu quo*, noi non pos-

siamo dare spiegazione di alcuni fatti pur nondimeno indiscutibili, la cosa procede ben altrimenti quando noi vogliamo tener conto del fatto suaccennato e contemporaneamente di ciò che quelle ineguaglianze constatate nella ripartizione del calore alla superficie della terra possono, col decorrere dei secoli, subire delle varianti anche più ampie, fino a modificare completamente il clima di una data regione, che noi, senza queste considerazioni, avremmo supposto sempre ugualmente calda o sempre ugualmente fredda in tutte le differenti epoche geologiche. Così, ad esempio, studî geologici della Groenlandia, regione ora freddissima, hanno fatto asserire che in una certa epoca vi doveva essere una temperatura torrida, condizione climatologica certo ben diversa dall'attuale.

Questo ed altri fatti dello stesso genere debbono naturalmente far dubitare che noi non abbiamo sulle diverse regioni della terra la permanenza di un determinato clima, ma piuttosto cambiamenti graduali, che possono, dopo un sufficiente periodo di tempo, indurre varianti importantissime nelle condizioni di una regione.

L'inclinazione dell'asse di rotazione della terra sul piano dell'orbita terrestre, inclinazione che abbiam visto essere di grande entità nelle nozioni che al geologo importa acquistare, è tale che l'angolo del detto asse colla normale all'eclittica vale 23°, 27′, 21″.

Ora, stabilito il fatto che l'asse terrestre occupa una posizione inclinata di 23° e mezzo circa colla normale al piano dell'orbita, ne verrà di conseguenza che il piano dell'equatore terrestre incontrerà il piano dell'eclittica sotto un angolo eguale pure a 23° e mezzo circa. E noi troviamo su queste considerazioni basata la divisione del percorso dell'anno astronomicamente in quattro stagioni.

Possiamo prendere come punto di partenza di quest'anno astronomico l'*equinozio di primavera*, il quale corrisponde ad una speciale posizione della terra sulla propria orbita nel suo tragitto dal perielio all'afelio; posizione nella quale il piano equatoriale

passa pel centro del sole e i raggi di questo percuotono normalmente le regioni equatoriali che gli stanno rivolte. In questa posizione l'equatore viene ad essere disposto rispetto al sole perfettamente come lo sarebbe sempre nel caso che l'asse di rotazione terrestre fosse normale all'eclittica; il gran cerchio d'illuminazione passerà pei due poli e dividerà ogni parallelo in due parti eguali, di cui una in ombra e l'altra in luce; insomma per tutte le latitudini della terra vi sarà un giorno di 12 ore ed una notte di eguale durata. Però man mano che la terra si sposta da questa particolare posizione per giungere all'afelio o *solstizio d'estate*, il giorno e la notte ritornano ad essere di ineguale durata e nel nostro emisfero noi siamo avvertiti di questo passaggio dallo spostamento che sembra essersi verificato del sole sopra il nostro orizzonte, da un'escursione apparente di 23° e mezzo circa che il sole compie verso il polo nord. In questo tragitto i giorni, più lunghi delle notti, van crescendo continuamente fino all'epoca precisamente del solstizio d'estate, in cui nel nostro emisfero si ha il giorno di massima durata, e le regioni tropicali del nord, cioè quelle corrispondenti al tropico del Cancro, ricevono normalmente i raggi solari. Nella condizione stessa del tropico si sono trovati l'un dopo l'altro tutti i meridiani compresi fra l'equatore e il tropico stesso durante il tragitto dall'equinozio di primavera al solstizio d'estate. Intanto uno dei poli, quello del nostro emisfero, si è inclinato verso il sole mentre l'altro dal lato opposto è immerso nell'ombra. Ne viene, che durante quel tragitto le giornate si allungarono così rapidamente nelle regioni polari del nord da far sì che al solstizio d'estate una grande calotta polare non ha tramonto del sole, ha cioè il giorno di 24 ore; mentre sul polo opposto si ha per lo contrario la notte di 24 ore.

Se procediamo avanti, vedremo il sole ridiscendere apparentemente sul nostro orizzonte fino a che, arrivati all'*equinozio di autunno*, avremo il fenomeno identico a quello osservato durante l'equinozio di primavera; il sole ritornato nel piano dell'equatore descriverà sulla terra un gran cerchio di illuminazione che, passando per l'asse di rotazione, dividerà in due parti eguali ogni parallelo, sicchè avremo per tutte le latitudini un giorno di 12 ore ed una notte pure di 12 ore.

Procedendo ancora, osserveremo il sole in apparenza abbassarsi sull'orizzonte e discendere fino ad avere compiuta un'escursione di 23° 1/2 all'incirca sull'emisfero sud, in modo da ferire normalmente coi suoi raggi le regioni corrispondenti al tropico del Capricorno, il quale sta appunto a 23° 1/2 al sud dell'equatore. La terra è giunta allora al perielio, al *solstizio d'inverno* per noi, e nel suo tragitto è il polo sud che venne inclinandosi verso il sole, mentre l'altro si andava portando nell'ombra, tanto che al solstizio sono le nostre regioni polari che hanno una notte di 24 ore. In seguito faremmo ritorno all'equinozio di primavera e così di seguito.

Frattanto in base a queste considerazioni la terra può dividersi in diverse zone:

La *zona torrida* compresa fra i due tropici del Cancro e del Capricorno e quindi tagliata in mezzo dal circolo equatoriale. Essa risulterà perciò compresa fra il 23° 1/2 di latitudine nord ed il 23° 1/2 di latitudine sud. Caratteristica dei paesi di questa zona si è che due volte all'anno essi ricevono verticalmente i raggi solari in corrispondenza degli equinozî per l'equatore e gradatamente nei passaggi dagli equinozî ai solstizî per i paesi che man mano s'allontanano verso i cerchi tropicali. Le regioni limitrofe o tropicali non ricevono che una volta all'anno normalmente i raggi solari, le une in corrispondenza d'un solstizio e le altre in corrispondenza dell'altro solstizio. Notisi ancora che nella zona torrida l'obbliquità con cui i paesi ricevono il calore del sole nelle altre epoche dell'anno non è che pochissimo marcata, laonde la differenza nella quota di calorico ricevuta nelle diverse epoche annuali è per queste regioni così minima che le vicende delle stagioni non vi sono altrimenti avvertite se non da un tempo più o meno secco, ventoso, o piovoso.

Al sud e al nord della zona intertropicale o torrida si estendono fino alle latitudini 66°, 32′, 39″ le regioni costituenti le due *zone temperate*, comprese tra ciascun tropico e il circolo polare del corrispondente emisfero. In queste zone i raggi solari giungono con maggiore o minore obliquità ma non mai verti-

calmente. Quell'obliquità è maggiore durante la stagione invernale, minore nell'estiva, inoltre essa diventa tanto minore quanto più si è prossimi ai circoli tropicali.

Le *zone* o *calotte polari* finalmente chiudono ciascun emisfero e anch'esse non ricevono mai normalmente i raggi solari; inoltre godono della proprietà che su ciascuna una volta all'anno, almeno per lo spazio di 24 ore, non tramonta il sole — e ciò in corrispondenza dei solstizî — ed in conseguenza della proprietà per così dire del fenomeno opposto, per cui ciascuna una volta all'anno — in corrispondenza ancora dei solstizî — almeno per lo spazio di 24 ore non si ha raggio di sole.

Abbiamo detto che la velocità con cui la terra percorre la sua orbita attorno al sole è diversa e che quindi non possiamo dividere quest'orbita in due semi-orbite e pretendere poi che esse siano percorse in tempi eguali.

È naturale che a percorrere la semi-orbita corrispondente all'afelio occorrerà un tempo maggiore che non a percorrere l'altra parte corrispondente al perielio. Quindi non ci deve maravigliare che dall'equinozio di primavera — 20 marzo — all'equinozio di autunno — 22 settembre — si contino 186 giorni, mentre soli 179 se ne contano da questo a quello; non ci deve stupire cioè questa differenza di 7 a 8 giorni, e precisamente di 187 ore fra l'un periodo e l'altro.

Soltanto notiamo che per 186 giorni l'emisfero australe si trova a ricevere una minor quota di calore. V'ha di più; il polo artico si trova inclinato verso il sole e quindi immerso nella luce e nel calor solare per 186 giorni circa, laddove il polo antartico od australe non si trova in questa condizione che per un numero minore di giorni. Ne succede necessariamente che l'emisfero australe dovrebbe ricevere dal sole una quota di calore inferiore a quella che riceverebbe l'emisfero nostro.

Per contro Herschell ed altri fecero questa considerazione. È bensì vero che l'emisfero australe trovasi per ciò in condizioni sfavorevoli rispetto all'altro, ma viceversa poi è da notare che esso trovasi maggiormente riscaldato nell'epoca corrispondente

al perielio inquantochè più vicino alla sorgente calorifera che non lo possa essere l'altro emisfero in corrispondenza dell'afelio, quindi vi deve essere compensazione fra la perdita di calore do vuta al minor tempo d'esposizione al sole ed il guadagno di calore dovuto al suo maggiore avvicinamento a questo.

E si credette infatti per molto tempo che vi fosse questa compensazione; ma studî recentissimi, che non rimontano forse a più di 10 anni, portarono alla conclusione: che a parità di latitudine nell'emisfero australe si può sempre constatare un grado di meno nella media temperatura annua, e che nell'emisfero stesso s'incontrano le masse di ghiaccio ad una latitudine più prossima all'equatore. Il complesso delle osservazioni fatte insomma ha messo in evidenza che a parità di circostanze l'emisfero australe gode di una temperatura più bassa che non il boreale, la quale cosa proverebbe che, contrariamente all'opinione dell'Herschell e di parecchi altri, non vi sarebbe veramente la compensazione che essi vorrebbero vedere; mentre avremmo invece una spiegazione del trovarsi l'equatore termico più al nord dell'equatore terrestre.

Le cose stanno appunto in questi termini ai nostri giorni. Ma abbiamo pure detto che le vicende geologiche hanno messo in chiaro come le cose non siano sempre state così; abbiano invece subìto grandi varianti e ciò deve naturalmente farci supporre subito che neppure continueranno ad essere quali sono. Andranno forse soggette ancora ad altre varianti importantissime a causa di alcuni fenomeni che gli astronomi sono pervenuti già ad afferrare, e fra cui converrà accennare per lo meno alla così detta *precessione degli equinozî*, fatto pel quale nelle diverse posizioni della terra attorno al sole l'asse di rotazione non si mantiene costantemente parallelo a se stesso, ma subisce spostamenti da cui ne vengono fenomeni, i quali furono perfettamente studiati dagli astronomi al punto che si potè giungere a stabilire il ciclo di tempo che occorre perchè le cose ritornino allo stato primordiale. Nè per arrivare a questo risultato con maggior esattezza si tralasciò di tener conto di un altro

fatto non meno importante, per il quale la curvatura dell'orbita terrestre sarebbe anch'essa soggetta a cambiamenti che si tradurrebbero nello schiacciarsi o nel dilatarsi dell'orbita stessa.

Le condizioni di posizione della terra per rispetto al sole, già da noi esaminate, non sono costanti, sibbene vanno soggette a varianti che si compiono in lunghi cicli di tempo. Gli studî astronomici fatti hanno messo in chiaro come la posizione dell'asse terrestre per rispetto all'eclittica non sia stata ne sarà costantemente quella d'oggidì, ma che invece quell'asse di rotazione si sposti proprio parallelamente a se stesso pur rimanendo costante l'angolo d'inclinazione che noi abbiamo detto essere di 23°, 27′, 21″.

Ecco come avviene questo spostamento. Immaginiamo una porzione dell'orbita terrestre o eclittica, una verticale a questa e una retta che faccia un angolo di 23° 1/2 circa con quella verticale. Avremo così segnato l'asse di rotazione terrestre quale sta attualmente; il piano dell'equatore normale a quest'asse farà col piano dell'eclittica un angolo di 23° 1/2 circa. Però, come abbiamo già detto, l'asse terrestre non si mantiene costantemente in quella posizione, ma in un dato ciclo di tempo descrive attorno alla verticale, che noi abbiamo segnata, una specie di cono di rotazione pur mantenendosi ognora costante l'angolo suo con quella perpendicolare all'eclittica. Così avviene che, ancorchè l'asse di rotazione della terra rimanga sempre ugualmente inclinato sul piano della sua orbita, pure quell'asse non rimane sempre parallelo a se stesso, ma compie invece un cono di rotazione. Evidentemente in conseguenza di questa variante continua nella posizione dell'asse terrestre, anche l'equatore subisce uno spostamento, dovendo il suo piano mantenersi costantemente normale all'asse stesso.

Ora, combinando questo continuo mutamento di posizione dell'asse terrestre per rispetto alla perpendicolare sul piano dell'eclittica col movimento di rivoluzione che la terra compie attorno al sole, ne viene il fatto importante che la linea intersezione del piano equatoriale con quello dell' eclittica, corrispondente all'equinozio, viene a spostarsi verso occidente nel

decorrere dei secoli, per modo che gli equinozî vengono ad essere anticipati, per determinati punti della superficie terrestre, ogni anno di 16 minuti circa, la quale anticipazione corrisponde ad uno spostamento della linea equinoziale di 50″, 2 da oriente verso occidente. Quest'annuo spostamento porta alla conclusione che nel decorso d'un periodo di 21.000 anni la linea degli equinozî compie il suo giro e ritorna alla prima posizione, o quanto meno ad una novella posizione che è press'a poco la primitiva. E diciamo *press'a poco* e non esattamente la primitiva, perchè in verità la terra nostra non sembra percorrere nel suo movimento di rivoluzione attorno al sole un'orbita chiusa. Abbiamo detto che questo ciclo della precessione degli equinozî si compie in 21.000 anni; veramente secondo i calcoli si troverebbero 26.000 anni, e quel ciclo avrebbe infatti questa durata se altri spostamenti dell'asse terrestre non esercitassero la loro influenza complicatissima nel movimento di questo.

Fra essi accenneremo appena al seguente. Mentre l'asse di rotazione della terra descrive il cono di rotazione, di cui dicemmo più sopra, oscilla sovra se stesso in modo da compiere tanti cicli che si svolgono in una specie di spirale. Dicesi che questo movimento secondario, cui si dà il nome di *nutazione*, sia prodotto dall'attrazione combinata del sole e della luna sul rigonfiamento equatoriale. Il fatto è che anche di questo movimento, non solo è incontestata l'esistenza, ma si conosce talmente la legge che lo governa, che se ne potè calcolare l'influenza sul ciclo della precessione equinoziale e ridurre questo da 26.000 anni a 21.000.

Ora quale importanza può avere per noi questo fatto della precessione equinoziale? Un'importanza grandissima, in quanto che per esso i due emisferi non egualmente retribuiti di calore dai raggi solari vengono in un periodo di 10.500 anni, eguale alla metà del ciclo sovrammentovato, a sostituirsi l'un l'altro per tal modo che le condizioni prima sfavorevoli all'uno diventano sfavorevoli all'altro e viceversa. Cosicchè se oggidì è l'emisfero boreale che trovasi a godere di 187 ore di più della coppia delle stagioni di primavera e di estate, di qui a 10.500 anni

non sarà più il nostro emisfero quello favorito in tal guisa, bensì l'emisfero opposto, finchè dopo altri 10.500 anni sarà l'australe che a sua volta dovrà cedere il favore al boreale.

Per tal modo coll'avvicendarsi dei secoli, grazie all'importante fenomeno della precessione equinoziale, ne verrebbe quell'equa ripartizione di calore che non si può verificare annualmente, senza che però questo ne venga a togliere il mezzo di spiegare, come conseguenze evidentissime della distribuzione ineguale di calore alla superficie terrestre, quei cambiamenti di clima che una regione può aver subìto e dei quali si hanno prove chiare e sufficienti per non poterne dubitare.

Ma havvi di più. Non è da molti anni, venne avvertito un altro fatto astronomico di non minore importanza; si trovò cioè che *l'eccentricità dell'orbita terrestre non è sempre la stessa.* I calcoli fatti avrebbero dato per risultato, che 100.000 anni fa lo schiacciamento dell'ellisse che forma l'orbita terrestre, ossia la sua eccentricità, era doppio di quello che lo sia ai giorni nostri, e 800.000 anni fa doveva essere quintuplo; mentre vi furono periodi di tempo intermedî, in cui la sua configurazione si avvicinava molto ad un circolo. La conseguenza più naturale di questo raccorciarsi e dilatarsi dell'ellisse, orbita della terra, e di un successivo allungarsi e schiacciarsi della medesima, sarebbe quella di diminuire o di esagerare corrispondentemente gli effetti prodotti dalla maggior distanza dell'afelio e della minore distanza del perielio della terra dal sole, e da questo, probabili varianti di clima o sulla superficie intera della terra o sopra alcune zone di essa. Se ora noi combiniamo questa oscillazione nell'eccentricità dell'orbita ellittica terrestre con quei movimenti, di cui discorremmo prima, aumenteremo ancora le cause di probabili mutamenti delle condizioni climatologiche d'un paese nel decorso dei secoli e non ci farà più maraviglia che in tempi antichi, lontani da noi, le cose potessero essere diverse per ciò che spetta alla distribuzione del calore sulla superficie del nostro globo, e spiegarci ad esempio che la Groenlandia, come già dicemmo, abbia potuto trovarsi in una certa epoca in quelle condizioni che oggi sono proprie

dei paesi della zona torrida. E senza dubbio è in quei fenomeni da noi accennati che noi ritroveremo le cause delle diversità climatologiche dei tempi addietro, diversità delle quali possiamo spesso avvederci coi fatti alla mano.

Dell'importanza del fatto che riguarda la variabile eccentricità dell'orbita terrestre, abbiamo un'applicazione bellissima fatta in questi ultimi anni da Croll. Vedremo a suo tempo come sulla superficie della terra nei nostri paesi si avesse uno sviluppo di ghiacci molto rilevante; orbene, prima di questo periodo, che possiam dire glaciale, esistevano condizioni climatologiche ben differenti; ma pure nel periodo miocenico stesso noi troviamo traccie di un altro periodo glaciale più antico del primo. Questo ci dice che i periodi glaciali hanno dovuto essere più d'uno dal momento che noi ne troviamo le traccie in diversi periodi geologici. Il Croll avrebbe appunto voluto stabilire i tempi in cui si verificarono questi periodi che denominiamo glaciali. Si basò a tal fine per i calcoli sul fatto delle varianti subìte dall'eccentricità dell'orbita terrestre, e combinandole colle posizioni che l'asse di rotazione della terra e la terra stessa dovevano avere in determinate epoche, potè stabilire approssimativamente il numero di anni addietro, da cui datano certi periodi glaciali. Ma di questo diremo più ampiamente discorrendo appunto di questi periodi.

Oltre alle già accennate si hanno poi ancora le varianti non regolari dipendenti da fatti non veramente astronomici. Noi sappiamo che nelle viscere della terra ed alla sua superficie avvengono dei cambiamenti importantissimi che si presentano poi come effetto utile coll'asportazione dei materiali della terra da una determinata regione e trasporto di essi altrove; di ciò troveremo le ragioni trattando della geologia dinamica. Ora supponiamo che la terra si trovi ai giorni nostri in istato di perfetto equilibrio e che di qui ad un dato tempo sia avvenuto uno di quei trasporti di materia; ne verrà naturalmente un turbamento nell'equilibrio della massa terrestre, una maggiore o minore oscillazione nel valore angolare di 23° 1/2 che erasi stabilito come inclinazione dell'asse terrestre sulla normale al

piano dell'eclittica. Se quei trasporti di materia si compiono con una certa regolarità, o se siano proprio regolari, o non lo siano affatto, è quello che non sappiamo ancora, ma intanto non possiamo mettere in dubbio questi cambiamenti, questi trasporti di materia che devono condurre seco alterazioni nelle condizioni di equilibrio della terra, mutamenti nella sua posizione rispetto al sole, se non nella sua totalità, almeno rispettivamente ad alcune regioni di essa.

Lasciamo finalmente l'argomento dei movimenti della terra per occuparci alquanto delle sue dimensioni.

Si suol dire che la terra è un nulla, un infinitesimo; noi non vogliamo certamente dir questo; per noi la terra è invece qualche cosa, e se vogliamo, qualche cosa di ben poco, di ben piccolo in confronto dell'assieme dell'universo, ma pur nondimeno degna di essere valutata.

La nostra terra starebbe al sole come 1 : 1.225.000. La forma sua è sferoidale; e l'opinione che la terra non rappresenti un disco piatto, ma uno sferoide irregolare, non è un'idea affatto nuova; già la scuola di Pitagora — VI secolo av. C. — mise in evidenza la rotondità del nostro globo. Si occuparono in seguito scienziati e filosofi della misura della circonferenza massima terrestre e troviamo Aristotile che ne dà lo sviluppo in 74 milioni di metri; Eratostene che fissa invece questo sviluppo in soli 46 milioni di metri; poi Posidonio in 44 milioni soltanto; finalmente noi sappiamo che oggidì si ritiene lo sviluppo di un meridiano terrestre pari a 40 milioni di metri, anzi il metro, misura lineare adottata, si ritiene appunto come la diecimilionesima parte di un quadrante di meridiano terrestre. Cosicchè, fra gli antichi, Posidonio è quegli che più s'è avvicinato alla vera misura della lunghezza di un meridiano terrestre, quantunque egli se ne allontani ancora nientemeno che di 4 milioni di metri.

Però se gli studî di antichi scienziati e filosofi toccavano già alla rotondità della terra non s'era venuto ancora ad assimilare il nostro globo ad una sfera appiattita ai poli. Fu nel

1672 che un'osservazione fatta dal Richter, avendo mostrato la necessità di accorciare il pendolo dei secondi o di allungarlo nelle differenti regioni della terra, mise sulla via due grandi ingegni, il Newton e l'Huygens, a riconoscere il nostro globo dotato di forma sferica alquanto appiattita in corrispondenza dei suoi poli; senonchè le vie diverse che condussero i due grandi scienziati all'apprezzamento dello schiacciamento polare hanno fatto sì che mentre il Newton dice quell'appiattimento essere di 1/230, l'Huygens lo asserisce di 1/578.

Dopo questi due risultati, e specialmente per la differenza che corre tra l'uno e l'altro, gli scienziati e le accademie si occuparono di misurare la lunghezza di una parte di meridiano corrispondente ad un grado in diverse località terrestri; si trovò in realtà che questi archi di meridiano non avevano dovunque la stessa lunghezza, e dalle differenze verificate tentarono di dedurre quale fosse lo schiacciamento che presenta nella sua forma la massa terrestre. Queste deduzioni però condussero a risultati così diversi tra loro che potè nascere allora appunto una nuova scuola, a capo della quale havvi il Cassini, e secondo cui non s'aveva più uno schiacciamento polare ed un rigonfiamento in corrispondenza dell'equatore, ma invece si verificava il fatto inverso di uno schiacciamento cioè nelle regioni equatoriali e di un rigonfiamento nelle vicinanze dei poli; anzi erasi pure determinato quale fosse il rapporto di schiacciamento della terra all'equatore e si fissava eguale ad 1/95.

Più tardi, verso il 1735, l'accademia francese ordinava la misura alquanto più rigorosa di due archi di meridiano, l'uno nella zona equatoriale l'altro verso uno dei poli, e si arrivò finalmente nel decorso di parecchi anni d'allora in poi a stabilire per rapporto di schiacciamento polare la frazione 1/292 molto prossima a quella già fissata molto tempo prima dal Newton. In forza di tale schiacciamento polare noi abbiamo una diversità notevole di sviluppo in lunghezza fra i due raggi terrestri polare ed equatoriale. Il raggio polare conta una lunghezza di 6.358.607 m.; il raggio equatoriale una lunghezza di 6.378.284 m. Cosicchè si viene ad avere una differenza fra l'uno e l'altro di circa 21.000 metri.

I risultati delle misure che si fecero per i diversi archi di meridiano portarono a differenze, le quali al giorno d'oggi non sono grandissime, ma ciononondimeno esistono. Per cui è sorta la questione importantissima della verificazione dell'unità lineare di misura da noi scelta, il metro. È facile comprendere di quale importanza possa essere lo stabilire con esattezza il valore di questa usitatissima unità di misura e quanto sia necessario a tal fine assodar meglio la questione della vera lunghezza di un meridiano terrestre.

Intanto noi dobbiamo entrare in un campo geogonico. Che cosa importa a noi di sapere che la terra sia appiattita ai poli e qual valore abbia questo appiattimento? A noi importa inquantochè si volle riconoscere in questo fatto una prova della liquidità ignea primitiva del nostro globo; c'importa in quanto si dice: tant'è vero che la nostra terra era liquida, che nel suo continuato movimento di rotazione si venne a stabilire un rigonfiamento equatoriale ed un corrispondente schiacciamento polare, quello nella zona dei punti dotati di massima velocità di rotazione, di massima forza centrifuga, e questo in corrispondenza degli estremi dell'asse di rotazione, dove minore si svolse la forza centrifuga in confronto alla centripeta.

Ora tutto ciò che tocca alla liquidità ignea primitiva della terra non si ha da negare senz'altro, ma considerando che le prove recate a sostenere quell'idea, i fatti portati a sussidio di quella opinione non sono veramente tali che non si possano spiegare altrimenti, così occorre che tutte le volte che ci si presenta tale quistione noi cerchiamo di mettere in rilievo come non si debba considerare come verità stabilita quello che invece non è altro fuorchè una semplice ipotesi.

Qui appunto siam nel caso; la forma sferoidale appiattita della terra, dicesi, è una prova palese della sua primitiva liquidità. E noi troviamo anzitutto un campione delle idee Plutonistiche, uno scolaro dell'Hutton, già più volte citato, il Playfair, il quale non crede inutile farsi la domanda: se un globo solido delle dimensioni della terra, roteando da un numero indeterminato di secoli, non avrebbe potuto provare uno schiac-

ciamento nel senso dell'asse di rotazione; se un immenso globo solido roteante non sia parimenti soggetto all'influenza che può esercitare un movimento di rotazione rapido e prolungato; se la nostra terra, anche solida, non avrebbe dovuto obbedire alla potenza di schiacciamento e di rigonfiamento che può originarsi in un corpo roteante. Solevasi dire una volta essere le materie solide assolutamente inflessibili, e ne veniva perciò come condizione necessaria del fenomeno dello schiacciamento polare nel nostro globo la supposizione di una primitiva liquidità di questo. Ciò non si può più dire dopo gli esperimenti del Tresca che, impiegando energie sufficientemente potenti e continue, mise in evidenza, nel 1864, che i corpi solidi non possedono assolutamente quella rigidità, di cui si credevano dotati. Quindi se poniamo mente che la forza di rotazione terrestre è enorme in confronto delle energie che noi potremmo ottenere coi mezzi ordinarî di cui disponiamo, non dobbiamo far a meno di ammettere che il Playfair aveva ben ragione di dubitare, che quel fatto non fosse per nulla una testimonianza della liquidità ignea terrestre.

Si aggiunga a queste considerazioni l'importantissima osservazione che, oltre all'appiattimento o schiacciamento polare, furono messi in evidenza, dalle misure geodetiche di archi di meridiani terrestri, altri schiacciamenti e rigonfiamenti non poco notevoli, altrimenti orientati, a spiegare i quali evidentemente sarebbe inutile invocare il fatto non che della liquidità, neppure della rotazione terrestre.

Ora, perchè vogliamo dare una diversità di origine al solo schiacciamento polare? È bensì vero che la scienza al giorno d'oggi non può rispondere ancora sulla vera, indubitabile causa che ha prodotto gli schiacciamenti ed i rigonfiamenti alla superficie del nostro globo, ma non è men vero che la suaccennata ipotesi non si può dire accertata, e che in conseguenza è ammessa la via al dubbio, in attesa che ulteriori osservazioni ci mettano sulla strada di trovare la verità.

Noi troviamo il Liais, astronomo di gran fama, il quale non crede per nulla doversi attribuire lo schiacciamento polare al

fenomeno della rotazione terrestre, e ne dà una spiegazione molto più semplice, indicandone la causa nel movimento constatato delle masse di ghiaccio che sono trascinate dai poli verso l'equatore, e che debbono in questo spostamento esercitare un continuo e potente lavorìo di erosione, a cui sarebbe dovuta l'apparenza di sfera appiattita ai poli, che ha acquistato il nostro globo.

Così troviamo il Bischoff, il quale non crede che la rotazione terrestre abbia potuto produrre un appiattimento nella forma della terra, anzi egli non crede nemmeno a questo appiattimento polare, e dice in proposito che, siccome nei mari equatoriali si hanno le maggiori profondità, il giorno in cui questi venissero ad essere prosciugati, risulterebbe forse mancare completamente il rigonfiamento equatoriale nella parte solida. E veramente osservazioni batometriche accurate avevano fatto stabilire, che verso l'equatore si trovavano le più marcate profondità marine, ma più recentemente le ultime campagne batometriche fatte nelle regioni polari hanno messo in evidenza profondità di 4000, 5000 e più metri, per cui conviene attendere che il numero delle osservazioni relative alle profondità marine possano offrire miglior campo al confronto.

Intanto ci basti aver mostrato che, contro l'idea nettamente stabilita della forma del nostro globo, idea che parte da una ipotesi assunta come verità provata nei trattati e nelle scuole, vediamo sorte numerose e potenti obbiezioni, per cui ci è dato poterci mantenere ancora in idee di riserva, e, se non negare, non ammettere sufficientemente provata la liquidità primordiale della nostra terra.

Fatte queste osservazioni cui non potevasi far a meno di accennare, ammettiamo che la lunghezza di un meridiano terrestre sia precisamente di 40 milioni di metri; ne risulterà in conseguenza la superficie totale del nostro globo di 509.950.638 km. q., ed il suo volume di 1.083.000.000.000 km. c.

Possiamo anche dare il peso totale approssimativo della massa terrestre, dopo constatato il peso specifico di essa. Noi daremo questo peso specifico secondo i risultati ottenuti col mezzo della bilancia di torsione.

Il Cavendish ha stabilito così il peso specifico medio terrestre uguale a 5,48

Lo Schmidt lo trovò uguale a 5,52

Il Baily » » a 5,67

Il Reich (1838) » a 5,44

Altri ancora se ne occuparono, ed ottennero per risultato un peso specifico alquanto superiore a 5, per cui si potè stabilire in media il numero 5,5; vale a dire si concluse, che la massa del nostro globo pesa all'incirca 5 volte e mezzo di più di un egual volume d'acqua nelle stesse condizioni; cosicchè la massa terrestre verrebbe a pesare 5 tonnellate e mezzo per ogni metro cubo, che val quanto dire 5 bilioni e mezzo di tonnellate per ogni chilometro cubo. Si ha dunque il peso approssimativo del nostro globo in tonnellate

$$5.500.000.000 \times 1.083.000.000.000.$$

Ed ora siamo condotti necessariamente a fare alcune considerazioni sulla cifra 5,5 esprimente il peso specifico medio della massa terrestre, se notiamo soltanto che l'acqua dei mari non ha che un peso specifico di 1,028, le diverse roccie che s'incontrano a qualche profondità nelle viscere del nostro globo hanno appena peso specifico eguale a 2,7, le roccie quarzose e silicee abbondantissime raggiungono il peso 2,56, i diversi calcari non arrivano che al massimo di 3. In breve, se noi determiniamo il medio peso specifico di tutti i materiali che ci si presentano alla superficie della terra o a qualche profondità nelle sue viscere, non arriviamo neppure alla cifra 3, la quale è ancor molto lontana da quella di 5,5, che abbiamo data per medio peso specifico della massa terrestre. Questo ci porta naturalmente alla considerazione che, discendendo nelle profondità del nostro globo, dobbiamo certo incontrare materiali molto più densi o molto più pesanti; onde si disse, che nelle viscere terrestri devono abbondare in ispecie i metalli, probabilmente l'oro, e che le sostanze liquide sottoposte ad un'enorme pressione debbono presentarvisi con una notevole densità.

La vera spiegazione dell'esuberanza marcata del peso medio specifico terrestre su quello dei materiali disposti nei primi

strati della crosta terrestre, non la conosciamo ancora; dobbiamo contentarci di constatare, che realmente nell'interno del nostro globo debbono incontrarsi materiali di peso specifico maggiore di quello che noi possiamo verificare alla superficie.

Il Légendre avrebbe voluto stabilire per peso specifico medio alla superficie della terra la cifra 2,5, alla metà del raggio terrestre la cifra 8,5, al centro la massima di 11,3. Il Roche stabilisce invece pei materiali superficiali la cifra 2,1, verso la metà del raggio terrestre ancor quella di 8,5, e al centro quella di 10,6.

Ma per quanto riguarda la natura dei materiali che sono dotati di quel maggior peso e la ragione per cui si verifica quel maggior peso verso il centro del nostro globo, al giorno d'oggi non possiamo ancora dare una esatta spiegazione.

CAPITOLO II.

Orografia; rilievi positivi e negativi terrestri.

Nello studio dei lineamenti che presenta il nostro globo, la prima cosa che ci colpisce si è la distribuzione delle grandi masse oceaniche in confronto alle terrestri. Nei tempi antichi, quando la conoscenza superficiale della terra era ancor molto limitata, si avevano idee molto curiose sui lineamenti che dovevano presentare le così dette *terre emerse*. Noi non ci occuperemo delle descrizioni geografiche d'allora, solo noteremo che le carte geografiche antiche, esaminate oggidì, ci presentano differenze notevolissime dall'attuale andamento delle linee littorali. Queste diversità assai marcate nei lineamenti che presentano le terre ai nostri giorni rispetto a quelli disegnati nelle carte antiche furono messe a carico dell'inesattezza dei rilevamenti fatti; noi non abbiamo certamente questo diritto.

È un fatto che quella parte del nostro globo, a cui diamo il nome di terraferma, è ben lungi dal meritare questo appellativo. Dovremo occuparci a suo tempo di quei movimenti

estremamente lenti che furono chiamati oscillazioni secolari della parte solida del globo e che possono indurre notevolissimi cambiamenti nei lineamenti delle terre emerse. Di tali oscillazioni in quest'ultimo secolo si potè calcolare il valore, si potè stabilire cioè la quota di innalzamento od abbassamento delle terre al disopra o al disotto della superficie del mare. Troviamo esempî di queste oscillazioni in quasi tutte le regioni della terra; ne basterà citare il litorale Americano verso l'Oceano Pacifico, e in Europa la penisola Scandinava, le coste della Francia, della Spagna e dell'Italia. Dobbiamo dunque considerare la così detta terraferma come soggetta ad una specie di movimento ritmico, per cui volta a volta terre emerse passano al dissotto del livello del mare e sembrano in conseguenza essere invase dalle acque marine, mentre altrove si verifica un apparente ritirarsi dell'oceano per il fatto di un sollevamento delle sue coste.

E se si potè constatare il movimento a cui andò soggetta la penisola Scandinava nel corso di un secolo, e se in vista di ciò noi moltiplichiamo il valore delle modificazioni verificate in quel tempo per il numero dei secoli che corsero dacchè si è fatta la prima carta geografica, non ci dovrà parer strano se i lineamenti presentati oggidì dalla terraferma non corrispondono più a quelli segnati sulle prime carte eseguite, e saremo indubitabilmente condotti a porre tutte le varianti, piccole e marcatissime, a carico dell'instabilità della terraferma stessa, e non già a carico dell'operatore che probabilmente ne avrà eseguito i rilievi con grande esattezza.

Oggidì se gettiamo l'occhio sopra una carta geografica vediamo a tutta prima qualche cosa di confuso, non ci pare si possa trovare cioè una regolarità nella distribuzione delle terre e dei mari; ci sembra che l'azzardo e null'altro abbia presieduto a questa distribuzione. Ciò che potrebbe parerci vero a prima vista è presto smentito da un esame più attento della direzione delle grandi masse terrestri e del come si conducano nel loro sviluppo le grandi masse oceaniche. Potremo allora facilmente accorgerci che qualche regola esiste in quella distribuzione apparente-

mente confusa di terre e di mari; e se ci approfondiamo in questi studî e mettiamo in confronto i risultati, a cui saremo condotti, con ciò che succede sulla terra nostra per rispetto allo sviluppo della vita organica, un fatto ci colpisce ed è quello che le terre emerse e le acque marine sono distribuite nel miglior modo perchè sulla più vasta superficie del globo nostro la vita vegetale ed animale sia non solamente possibile ma spesso ben anche notevolmente favorita. Per cui quella distribuzione delle terre per rispetto alle acque, che ci sembra a tutta prima irregolare, è invece fatta per modo da servire magnificamente allo sviluppo della vegetazione e della vita; epperò non possiamo dirla capricciosa, ma rispondente molto bene ad una distribuzione equa alla superficie terrestre di calore e di vapori.

Ma da quello che dicemmo in prima risulta che la posizione della terra rispetto al sole, principale sorgente di calore per questa, principale causa che vi determina lo svolgersi dei vapori, e principio forse di tutte le attività terrestri, è soggetta a cambiarsi in un ciclo più o meno lungo di secoli. Ne viene come prima conseguenza che varieranno corrispondentemente le condizioni di vita nelle varie plaghe del nostro globo o varierà per questo la distribuzione delle terre e dei mari in modo che sempre possa servire ad un'equa ripartizione di calore e di vapori. E diffatti oggi ci occupiamo solo dello *statu quo* di questa terra che abitiamo, ma un po' più avanti nel nostro corso dovremo pure constatare tutti quei mutamenti che di continuo avvengono per fenomeni che si svolgono sia nelle profondità terrestri sia negli abissi dell'oceano. Chè, come già avvertimmo, all'azione livellatrice di potentissime forze esogene che di continuo tendono a demolire i rilievi ed a riempire le depressioni, fanno contrapposto altre forze endogene impellenti, le quali tendono ancora bensì a modificare ed a modificare assai la superficie del nostro globo, ma, sollevando montagne e aprendo depressioni, per modo da impedire così il compiersi di quel livellamento che sarebbe conseguenza ultima prevedibile delle forze esogene.

In vista di che non ci pare fuori di proposito lo stabilire che

vi può essere una specie di legame che rende indispensabile l'unione di queste due categorie di fatti, gli uni astronomici e gli altri geologici, che agiscono di conserva a rimutare le condizioni fisiche della terra; in altri termini ci pare non fuor di caso lo stabilire che i fenomeni geologici agenti per cause esogene o endogene, i quali di continuo e potentemente modificano la superficie della terra, devono certo essere in rapporto, ed intimo rapporto, coi fatti astronomici di cui discorremmo in pria e che incessantemente modificano la posizione della terra rispetto al sole ed in conseguenza la distribuzione del calore e dei vapori alla superficie di quella. E certo l'azione degli uni e degli altri fenomeni si compirà per modo che, dalla risultante di questo continuo rimutarsi, vengano a rimanere pressochè stabili e ferme le condizioni per lo sviluppo convenientemente ampio delle faune e delle flore nelle differenti regioni della terra. Per cui possiamo stabilire questo principio: la distribuzione delle terre e dei mari nel nostro pianeta, per quanto a primo tratto possa parere irregolare e capricciosa, pur nondimeno debb'essere regolata con una certa norma, per la quale si ottiene il risultato che, concorrendovi le condizioni astronomiche della terra, il calore ed i vapori sono ripartiti nel modo più favorevole allo svolgersi delle flore e delle faune.

Quest'armonia della distribuzione geografica regolata delle terre e dei mari è, come tutte le armonie naturali, proveniente dalle analogie e dai contrasti che in essa si possono verificare.

Se noi dividiamo la terra nostra in due grandi emisferi corrispondentemente al piano dell'equatore, possiamo vedere subito che nel nostro emisfero boreale lo sviluppo di terre emerse, in confronto delle superficie acquee, è maggiore che nell'emisfero australe, nel quale abbiamo invece uno espandersi molto più ampio di superficie oceanica. Ora il meccanismo più naturale per la distribuzione equa del calore e dei vapori — anticipando su quello che dovremo dire in seguito — è rappresentato dalle correnti oceaniche e dalle correnti atmosferiche. Per le prime, grandi masse d'acqua calda lambendo le coste dei continenti

mitigano spesso la rigidezza di clima; per le altre, enormi masse di vapori svolgentisi sulle grandi estensioni acquee sono chiamate a condensarsi in altre regioni, le quali vengono così a godere del quantitativo di calore che si sviluppa nella condensazione di essi vapori. E noi troviamo come effetto di tali correnti le migliori condizioni climatologiche in cui trovansi talune regioni relativamente vicine al polo nell'emisfero boreale in confronto di altre regioni ad egual latitudine nell'emisfero australe.

Stabilito così che per tale meccanismo vengono a godere del calorico svolgentesi nell'atto del condensamento dei vapori quelle regioni in cui questo condensamento avviene e non quelle in cui si ha la massima produzione dei vapori stessi, e notando che questa produzione è in rapporto colla massa d'acqua, inquantochè quella è maggiore ove maggiori sono le estensioni acquee, dedurremo subito la ragione per cui la prevalenza delle superficie oceaniche nell'emisfero australe e quella per lo contrario delle terre emerse nel boreale, possa, non che nuocere, riuscire favorevole alla migliore ripartizione delle condizioni più acconcie allo sviluppo della vita organica. Infatti le più ampie terre boreali godono di uno sviluppo di vita più potente in grazia degli abbondanti vapori loro inviati dalle superficie marine australi, per le quali, vista la scarsità di terre emerse, tali ricchezze di vapori e conseguente calore sarebbero inutili. In altre parole l'emisfero australe verrebbe a godere di una temperatura dolce, mite, e di un soverchio di precipitazione acquea, quando invece non ne abbisogna; mentre l'emisfero boreale verrebbe ad avere un clima rigidissimo e gran parte delle sue regioni sarebbero prive del necessario contingente acqueo.

Vediamo se la disposizione delle terre e dei mari nell'uno e nell'altro emisfero si presta a questo passaggio dei vapori dall'australe al boreale.

Abbiam detto l'emisfero sud dotato di estesissima superficie oceanica; si può quindi considerare come una specie di generatore di vapori, imperciocchè viene ridotto a funzionare come

tale dal fatto che può esporre all'azione di elevata temperatura un'immensa superficie acquea. Prodottisi appena, tali vapori sono chiamati a passare, mediante opportunissime correnti atmosferiche, nell'emisfero boreale che agisce così da condensatore e si appropria il calorico svolgentesi da quelli nell'atto del loro condensamento. Nè queste sole correnti atmosferiche operano a favore del nostro emisfero, ma, come già dicemmo, ad esse vanno aggiunte le correnti oceaniche incaricate di portare verso le regioni polari notevoli masse di acqua calda.

Così abbiamo nel doppio oceano, Pacifico e Indiano, un grande bacino generatore di vapori, il quale è chiuso al nord inquantochè noi non possiamo certamente considerare come via di comunicazione lo stretto di Bering, mentre una sola via ci appare benissimo marcata nell'Atlantico; ed è precisamente pel rimutarsi continuo delle acque oceaniche per mezzo di correnti attraverso al gran canale dell'Oceano Atlantico che le regioni della terra che si trovano su questo grande bacino marino meglio si presentano favorevoli allo sviluppo della vita organica.

Per cui notiamo questo primo fatto, che la distribuzione cioè delle terre e dei mari è tale che porta alla formazione di un grande bacino chiuso al nord ed aperto ampiamente al sud, il quale costituisce come un immenso generatore di vapori e si serve dell'Atlantico come grande via di comunicazione per lo scambio delle masse acquee dal nord al sud.

Abbiam diviso la terra nostra in due emisferi, l'uno boreale e l'altro australe, e constatato in quello un grande accentramento di terre emerse, in questo una stragrande estensione oceanica. Si può verificare un altro fatto importante: in qualunque modo si faccia la divisione del complesso della superficie terrestre in due emisferi avverrà sempre in ognuno di questi una prevalenza dell'estensione oceanica in confronto di quella delle terre emerse; in altri termini non è possibile scindere il nostro globo in due emisferi per modo che in uno di essi la terra emersa non che avere il sopravvento sull'ampiezza degli oceani sia pari a questi in estensione.

Notiamo ancora che, esaminando sulle carte la disposizione e la forma delle terre emerse, non possiamo afferrare subito le analogie ed i contrasti che si manifestano fra esse, tanto meno se ci teniamo alle antiche divisioni geografiche, che stanno ancora oggidì, in *antico*, *nuovo* e *nuovissimo* continente, non parlando delle regioni polari. Ma se noi invece di attenerci a questa divisione geografica, vogliamo ricorrere ad un altro sistema di divisione molto più in rapporto coi fatti geologici che hanno potuto dar origine alla disposizione attuale delle terre, ci riescirà assai meno difficile l'afferrare quelle analogie e quei contrasti. Questa divisione più opportuna delle terre emerse consiste nel costituire tre *doppi continenti* divisibili ciascuno in due, l'uno settentrionale e l'altro meridionale.

Così noi troviamo un primo doppio continente costituito dall'America del Nord o Boreale e dall'America del Sud o Australe. La cosa riesce più difficile nel grande ammasso delle rimanenti terre emerse; ma se noi osserviamo che le regioni dell'istmo di Suez, le regioni tra questo ed il Mar Caspio, tra il Mar Caspio, l'Aral ed i laghi della Russia Asiatica fino al Mar Glaciale Artico, segnano una zona di terreni geologicamente molto giovani, dovremo subito argomentare che in tempi non molto lontani esistesse un vero canale che staccasse dall'Asia le terre della nostra Europa, canale di separazione che ricomparirebbe ove noi abbassassimo appena di poche centinaia di metri il livello delle sovrannominate regioni di formazione affatto recente.

Per cui, fatta questa considerazione, avremo un secondo doppio continente costituito dall'Europa e dall'Africa, e ciò diciamo, sebbene a primo tratto non ci appaia in nessun punto l'unione dell'Africa all'Europa, unione che dovrebbe corrispondere a quella dovuta all'istmo di Panama per le due Americhe. Esisteva in fatto in altri tempi un istmo, una lingua di terra, la quale riuniva le due parti di questo doppio continente Europeo-Africano, poichè ci è noto che tra l'estrema punta della penisola Italiana e l'isola di Sicilia non corre che uno stretto di recente formazione, ed un gran cordone di terre sottomarine a pochissima profondità congiunge la Sicilia stessa

all'isola di Pantellaria e questa all'Africa, venendo per tal modo a suddividere il Mediterraneo in due distinti bacini, l'uno occidentale profondo circa 3400 metri, e l'altro orientale che arriva fino a profondità di 4000 e più metri; mentre il grande cordone sottomarino, la lingua di terra sommersa che li separa, ha una profondità media dai 150 ai 200 metri appena. Cosicchè quando probabilmente esisteva una comunicazione del Mar Caspio col Mediterraneo, col Mar Rosso e coi mari del nord e quindi l'Africa e l'Europa erano indipendenti dall'Asia, doveva contemporaneamente esistere la grande unione delle terre Europee alle Africane per mezzo di un istmo attraverso le isole di Sicilia e di Pantellaria, venendosi perciò a costituire il secondo doppio continente, a cui abbiamo accennato, divisibile in due continenti, l'uno settentrionale od Europeo, l'altro meridionale od Africano.

Finalmente la cosa riesce ancor più difficile pel terzo doppio continente, il quale verrebbe costituito dal grande continente Asiatico e dall'Australia; dall'assieme cioè di una, la più vasta, delle cinque parti del mondo, e dell'immane isola che si denomina Australia od Oceania, riunite per mezzo di una serie d'arcipelaghi, che un geografo ha definito quale ponte ad archi rovinati fra il nuovissimo continente e le terre asiatiche. E tanto è vero che un tempo doveva esistere attraverso a quella serie d'isole una comunicazione non interrotta, che in quel grande sviluppo d'arcipelaghi le faune e le flore non sono individualizzate ma riproducono i tipi Asiatici ed Australiani.

Per cui si verrebbe così ad avere il terzo doppio continente, il quale risulterebbe divisibile ancora in una parte settentrionale ed in una meridionale, delle quali la prima enormemente più grande.

Onde, riassumendo, avremmo diviso la superficie delle terre emerse nei tre doppi continenti: Americano, Africano-Europeo ed Asiatico-Australasico, ciascuno dei quali comprende alla sua volta due continenti, l'uno australe e l'altro boreale.

Esaminiamo i tre continenti boreali. Essi presentano certo marcatissime analogie. Dobbiamo anzitutto accennare alla pro-

prietà comune tanto ai continenti boreali quanto agli australi, che consiste in ciò che ogni continente si allarga al settentrione e termina a mezzogiorno in una o più punte, unica pei continenti australi, triplice pei boreali.

Invero considerando l'America Settentrionale a sè, la vedremo ampia a nord e terminata a mezzodì in tre principali penisole: quella di California ad occidente, quella di Panama nel mezzo e quella della Florida ad oriente. Alcun che di analogo troviamo in Europa dove si nota nella parte meridionale una terminazione in tre penisole più notevoli: una ad occidente, la penisola Iberica, l'altra mediana, l'Italica, ed una terza più ad oriente, l'Ellenica; le quali, come si vede, corrispondono appunto a ciascuna delle tre penisole Americane di California, di Panama e della Florida. Similmente troviamo anche qualche cosa di analogo nel continente Asiatico, ove possiamo notare corrispondere rispettivamente la penisola Arabica alla California d'America ed alla penisola Iberica dell'Europa, l'India Cisgangetica alla penisola di Panama ed all'Italica, l'India Transgangetica alla Florida ed alla penisola Ellenica. Verifichiamo così una grande analogia fra i tre continenti boreali che si trovano terminati a mezzogiorno in dentizioni marcate, per cui la terraferma viene a costituirsi in tre penisole più o meno sviluppate.

Se poi mettiamo i tre continenti boreali in confronto cogli australi verifichiamo subito il fatto, che mentre quelli presentano un gran numero di insenature, di dentizioni, per cui le acque oceaniche penetrano in mari interni, in golfi, gli ultimi invece presentano generalmente una forma trigonale tozza definita da un litorale che non dà grande accesso alle acque dell'oceano, da una linea costiera che presenta pochissime insenature. Ed è questo un fatto della massima importanza inquantochè tanto più viene facilitato il commercio e quindi sono migliorate le condizioni dei continenti quanto maggiore è il penetrare delle acque oceaniche sotto forma di mari interni, di golfi e di canali, ossia quanto maggiore è lo sviluppo della linea costiera in confronto della superficie del continente. Ma vi hà di più; il mare quanto maggiormente si addentra nelle

terre, tanto più porta nell'interno di esse i benefici effetti dei vapori che da esso partono; per cui a parità di posizione geografica, di latitudine, godranno di clima più mite quelle regioni configurate per modo che meglio può penetrare l'azione delle acque marine nel cuore della massa terrestre.

Da tutto ciò viene la seguente considerazione che è messa in piena evidenza dalla storia dello sviluppo della civiltà. I continenti boreali la vinsero e la vincono sempre in fatto di maggior incivilimento e di sviluppo del commercio sopra gli australi; e ciò appunto in conseguenza delle condizioni geografiche in cui si trovano rispetto alla distribuzione delle terre e dei mari, rispetto allo sviluppo di litorale marino in confronto coll'estensione delle terre emerse.

Per ciò che riguarda la valutazione dello sviluppo di linea di costiera vi sono differenti metodi. Noi daremo i risultati, secondo il metodo del Gücke ultimamente adottato, relativi ai diversi continenti, tenendo conto anche di quelle isole che si sogliono chiamare continentali e che appunto, non essendo molto lontane dai continenti, si possono veramente considerare quali continuazioni di questi: in tal caso si trova ad esempio la Sicilia rispetto alla nostra penisola Italiana.

Il rapporto delle articolazioni col tronco continentale, ossia dello sviluppo di linea costiera a quello delle masse terrestri è:

Per l'Europa . . . . di 1 a 2
Per l'Asia. . . . . di 1 a 2,9
Per l'America del Nord di 1 a 5,4.

Cosicchè l'Europa trovasi, sotto questo rapporto, favorita rispetto all'America Settentrionale ed all'Asia, delle quali questa trovasi a sua volta favorita rispetto a quella. Se poi passiamo ai continenti australi troviamo:

Per l'Africa . . il rapporto di 1 a 47
Per l'Australia . » di 1 a 36
Per l'America del Sud » di 1 a 77

Nulla dunque di strano se l'Europa precisamente fra tutte le parti del mondo è quella che ci offre maggiore sviluppo di

commercio e civiltà, perchè fra tutti i continenti è pur quello che trovasi in condizioni più favorevoli a quello sviluppo.

Nei semi-continenti australi oltre alla proprietà comune di terminare in una punta acuminata, si verificano ancora altre analogie abbastanza marcate. Il loro litorale presenta per tutti tre una curva convessa ad oriente ed una concava ad occidente; tutti tre hanno nella parte orientale un'isola importante; tutti tre presentano all'estremità meridionale acuminata terre infrante, sconquassate, come se violente convulsioni avessero quivi influenzato la massa continentale; e di questi tre caratteri i due primi sono ben marcati nell'Africa, e l'ultimo specialmente nell'America Meridionale.

Mettendo in confronto poi il vecchio col nuovo mondo, lasciando a parte il nuovissimo, entriamo nel campo dei grandi contrasti. Il vecchio mondo, che comprende l'Africa, l'Europa e l'Asia, si estende nel senso dei gradi di latitudine per modo da presentare all'Oceano Indiano ed al Pacifico una specie di muraglia di montagne, contro cui vengono a battere, ad infrangersi, tutti i venti carichi di umidità provenienti dall'esteso bacino di evaporazione costituito da quei due grandi oceani. Il nuovo invece, formato dalle due Americhe, si dirige pressochè normalmente all'equatore e parallelamente ai meridiani terrestri. Il vecchio continente offre verso il suo centro i più elevati altipiani e le più eccelse cime di monti; il nuovo invece ha il centro occupato dal mare. Un altro contrasto viene per così dire a darci la ragione del costituirsi, come abbiam veduto, del grande canale di comunicazione che è l'Atlantico; poichè infatti mentre il continente antico mostrasi inclinato verso occidente, il nuovo presenta la discesa delle terre nel senso opposto, per cui da una parte il nuovo e dall'altra il vecchio continente declinano entrambi verso l'Atlantico. Finalmente abbiamo nell'America le catene dei monti dirette in senso normale all'equatore, mentre nel continente Europeo-Africano-Asiatico l'ossatura delle montagne è diretta parallelamente all'equatore, la quale disposizione del resto è naturalissima dal momento che abbiamo visto i continenti stessi disposti in identico modo.

Fatto l'esame della distribuzione orizzontale, delle analogie e dei contrasti delle masse continentali della terra, passeremo ora ad occuparci della distribuzione delle masse solide terrestri e delle masse oceaniche nel senso verticale, ed a stabilire alcuni dati che non solo ci serviranno in seguito ma sono di una certa importanza inquantochè risultano da studî compiutisi nell'ultimo decennio. Ci dovremo occupare in altre parole delle elevazioni che presentano le masse terrestri, i continenti, e delle profondità oceaniche, affinchè, aggiugnendo queste nozioni alle altre che esponemmo precedentemente sull'estendersi nel senso orizzontale delle masse stesse, possiamo per tal modo formarci un'idea abbastanza completa dei lineamenti del nostro globo e dei rapporti che corrono fra la massa dei suoi oceani e quella delle sue terre emerse. Possiamo dire che ora ci occuperemo di dati *altimetrici* e *batometrici* della terra nostra, indicando con questi nomi quei dati che si riferiscono ai rilievi presentati dal globo terrestre in rapporto al livello del mare rispettivamente in *senso positivo* ed in *senso negativo*.

Anzitutto crediamo non aver bisogno di osservare come non è certo da molto tempo che le società scientifiche hanno potuto mettere assieme un materiale assai imponente per ciò che riguarda la conoscenza dei rilievi che diciamo *positivi*, per ciò che riguarda la misura delle altezze della superficie terrestre sul livello dell'oceano; come non è da molto tempo che i governi, venuti in aiuto alle società scientifiche stesse, si occuparono alquanto seriamente dei così detti *rilievi negativi*, della determinazione cioè delle profondità oceaniche; è in quest' ultimo decennio che si fecero le più grandi conquiste nello studio dell'altimetria, o ipsometria, o studio delle altezze e sulla determinazione delle profondità marine, ovvero nella batometria.

Se noi facciamo il confronto anche delle maggiori altezze conosciute alla superficie della nostra terra collo sviluppo del raggio terrestre, vediamo subito che i rilievi in genere sono in essa ben poca cosa in rapporto alle sue dimensioni. Il Gaurisankar o Everest, forse la più eccelsa vetta del nostro globo, non supera l'altezza di 8840 metri, cifra di gran rilievo tra quelle che espri-

mono le diverse elevazioni delle montagne sul globo, ma ben piccola se si considera la lunghezza del raggio terrestre rispetto al quale la cifra surriferita non rappresenta che 1/720.

Il Monte Bianco, che pure è la più alta vetta della nostra cerchia alpina, raggiunge un'elevazione che non si può ritenere superiore ad 1/1321 del raggio terrestre. Laonde, se dobbiamo dirlo, la ben nota similitudine che tutti ricordiamo aver appresa da ragazzi relativamente alla forma del nostro globo ed alla proporzione dei rilievi e delle depressioni che su questo si riscontrano, similitudine in cui forse abbiamo creduto si volesse esagerare, ritenendo la massa terrestre colle sue accidentalità paragonabile appena ad un arancio colle sue sottili rughe, è bensì esagerata, ma in senso opposto a quello che noi avremmo ritenuto, perchè in realtà se noi immaginiamo un arancio ingrandirsi proporzionalmente in tutte le sue parti fino ad assumere le dimensioni del globo terrestre è indubitabile che quelle piccole rughe verranno a raffigurare accidentalità più marcate, più imponenti che non siano quelle presentate dalla nostra terra. A dare un'idea più approssimata possiamo dire che, ridotto il globo terracqueo ad avere il raggio di un metro, il più grande rilievo terrestre non vi sarebbe più rappresentato in altezza che da un millimetro e mezzo. Del resto, a rappresentarci meglio l'importanza dei rilievi in una regione qualunque della terra, basterebbe poter disporre di una sufficiente quantità di dati altimetrici e confrontare questi dati colla superficie della regione che si considera; cosa facilissima e che si è compiuta pel continente Europeo, relativamente al quale a migliaia si contano le quote ottenute da frequenti esplorazioni scientifiche.

Ma per certe regioni, ben lungi dal presentare una tale ricchezza di dati, abbiamo nozioni altimetriche così scarse da poterne appena determinare con una certa approssimazione l'altezza media, ossia quell'altezza uniforme a cui arriverebbe una regione, un continente, supponendo di prendere tutta la massa di terra emersa e disporla in modo da formare su tutta la sua area un solo piano di livello. Anche per l'America i dati altimetrici sono abbastanza numerosi e questo si spiega col fatto

che ad evitare un lunghissimo giro pel passaggio dall'Atlantico al Grande Oceano si era obbligati ad attraversare in diversi punti la catena principale del continente Americano che separa quei due mari, cosicchè si ebbe agio a raccogliere quella grande quantità di quote altimetriche che troviamo riportate negli importanti lavori dell'Humboldt.

Per l'Asia poi non si ha abbondanza di quote fuorchè riguardo al versante dell'Himalaja dalla parte dell'Oceano Indiano, come quello che presenta maggior ricchezza di produzione e clima più mite, mentre nel versante opposto si trova ad avere una temperatura estremamente rigida.

Passando all'Australia noi troviamo ancora dei dati altimetrici, ma essi non si limitano che al litorale, inquantochè il suo interno da pochi anni soltanto fu oggetto di studio.

Riguardo all'Africa si comincia a sapere qualche cosa in grazia specialmente delle esplorazioni che furono fatte negli ultimi 20 anni. Così si potè constatare sulla costa orientale un gruppo di monti posto in vicinanza della così detta *regione dei laghi*, la cui massima altezza supera i 6000 metri.

Ai nostri giorni dunque i materiali per la determinazione della media altezza d'ogni continente essendo molto più abbondanti di quello che non lo fossero ai tempi di Humboldt, il quale si occupò in particolar modo di siffatto studio, è naturale che si abbiano risultati i quali non sono punto d'accordo con quelli che ci lasciò l'Humboldt stesso, e che riscontriamo in tutti quei libri di fisica terrestre che trassero da lui tali nozioni altimetriche. Nè le cifre più recenti che oggi si citano hanno la pretesa di essere esatte e come tali di durare inalterate, poichè posteriori osservazioni potranno indubbiamente modificarle e stabilire certi risultati, i quali, alla lor volta molto probabilmente, per non dire certamente, subiranno altre notevoli modificazioni.

Già il Laplace per via di soli ragionamenti, e non calcolando in base ad osservazioni fatte, era giunto a stabilire che l'altezza media delle terre continentali doveva certamente superare i 1000 metri.

L'Humboldt, già basandosi sopra non poche osservazioni altimetriche, venne a stabilire:

Per l' Europa una media elevazione	di	m.	205
Per l'Asia	»	»	351
Per l'America del Nord	»	»	345
Per l'America del Sud	»	»	285

Non si occupò dell'Africa e dell'Australia. Per cui, secondo i calcoli dell'Humboldt, la media elevazione delle terre emerse sul livello dell'Oceano è fissata in metri 290 circa.

In questi ultimi anni (1874) è comparso un nuovo libro di geografia fisica in cui è trattata la questione della media altezza dei continenti; è il libro del Leipoldt. In esso vengono riportati dati altimetrici che si possono considerare come i più recenti.

Il Leipoldt si occupò specialmente dell'Europa e trovò queste cifre che crediamo utile riportare.

La Svizzera, che è il paese più montuoso, ha una media elevazione di . . . . m. 1299,9

La Penisola Iberica	»	700,6
La Penisola Ellenica	»	579,5
La regione Austro-Ungarica . . .	»	517,9
La Penisola Italiana	»	517,2
La Penisola Scandinava	»	428,1
La Francia	»	393,8
La Danimarca	»	352,2
La Rumenia	»	282,3
La Gran Brettagna	»	217,7
La Germania	»	213,7
La Russia	»	167,1
Il Belgio	»	163,4
L'Olanda e Paesi Bassi	»	48,8

In confronto di questa serie di dati toccanti le diverse regioni dell'Europa, dobbiamo vedere quale sarebbe l'altezza corrispondente a tutto il continente Europeo ove la massa terrestre relativa alle sue differenti regioni venisse regolarmente distribuita su tutto il continente. Nel far questo siamo condotti

a ciò, che la media elevazione di tutta l'Europa non è data soltanto dall'altezza media di queste sue regioni, ma ancora dalla loro maggiore o minore estensione.

Infatti la Svizzera ha una media elevazione molto considerevole in rapporto a tutte le altre regioni Europee; però se noi ci serviamo del suo materiale per distribuirlo equamente su tutto il continente, verremo a formare certo uno strato ben sottile a causa della piccolissima superficie che ha la Svizzera in confronto dell'Europa intiera; mentrechè prendendo un'altra regione, la quale non abbia una media elevazione così sviluppata, ma al contrario abbia una grande superficie, questa sarà di un'importanza molto maggiore nella costituzione della massa continentale Europea. Passando da questa considerazione ai fatti noi troviamo delle cifre che ci vengono in aiuto; invero mentre il suolo Svizzero ripartito su tutto il continente Europeo non lo innalzerebbe che di uno strato di m. 5,4, la Penisola Iberica che gode di una media elevazione molto minore vi contribuirebbe per uno strato pari a m. 43,2; e senza citare successivamente tutte le cifre relative alle diverse regioni Europee, passando senz'altro alla Russia, che ha pochissima elevazione in confronto della Svizzera, vediamo ch'essa contribuisce nella media altezza del continente Europeo per uno strato di m. 90,5.

Sommando poi assieme le diverse elevazioni dovute rispettivamente al ripartirsi in tanti strati del materiale formante le diverse regioni dell'Europa si arriva alla media elevazione di questa segnata in m. 296,9, e precisamente in m. 296,838, media che, come si vede, è superiore alquanto a quella fissata prima dall'Humboldt, e precisamente di m. 91 e più.

Potremo ora, basandoci su questa differenza fra la determinazione odierna e quella dell'Humboldt, correggere proporzionatamente le medie che questi ha fissato per gli altri continenti, e dei quali il Leipoldt non si è occupato. Notiamo a questo fine che la cifra stabilita dall'Humboldt per l'Europa sta a quella più recente all'incirca come 1 : 1,45. Fatte le correzioni in questi termini e tenendo conto dei dati raccolti dopo l'Humboldt si trova:

Per l'Asia una media elevazione di	m. 500
Per l'Africa	» 500
Per l'America del Sud . .	» 490
Per l'America del Nord . .	» 413
Per l'Australia	» 250

Da tutte queste cifre si può dedurre una media generale di elevazione per il complesso di tutti i continenti, per poi servircene all'uopo nei calcoli che dovremo fare durante il nostro corso. Questa media generale risulta di m. 440 all'incirca; notiamo però che in essa non si tenne conto affatto delle regioni polari artiche ed antartiche, delle quali poco si conosce ancora.

E qui possiamo, anticipando su quelle considerazioni che dovremo fare in seguito, dire che non sarebbe tanto importante per noi il conoscere la media elevazione delle differenti regioni terrestri se non per il fatto che essa rappresenta uno dei coefficienti di maggiore o minore abitabilità delle regioni terrestri.

Il De Lapparent, che si occupò di fisica terrestre, cercò di dividere la terra in tante zone nel senso della verticalità corrispondenti ad altrettanti intervalli compresi fra due altitudini determinate. Egli divise per tal modo la massa delle terre emerse nelle cinque seguenti zone:

1ª zona, compresa fra il livello del mare e l'altezza di 200 metri;

2ª zona, fra i 200 ed i 500;

3ª zona, fra i 500 ed i 1000;

4ª zona, fra i 1000 ed i 2000;

5ª zona, costituita da tutte le regioni di altitudine superiore ai 2000 metri, regioni che si possono considerare come pochissimo abitabili.

I risultati ottenuti con questa divisione, dopo aver messo assieme il maggior numero possibile di dati altimetrici, li ha resi evidenti mediante uno spaccato indicante lo sviluppo proporzionale delle cinque zone considerate; e precisamente appare da questo spaccato che la maggior parte delle masse di terre emerse sta compresa nella prima zona, cioè fra 0 e 200 metri

di altitudine sul livello del mare; è minore in ampiezza la seconda zona tra i 200 ed i 500 metri; più sviluppata di questa la terza zona compresa fra 500 e 1000 metri; meno di tutte le precedenti la quarta fra 1000 e 2000 metri, e finalmente molto meno di tutte la quinta ed ultima zona. Volendo esprimere più esattamente lo sviluppo di caduna zona riferendo tutto a una divisione della massa di terre emerse in 100 parti, avremo:

La prima zona rappresentata da . .	32/100
La seconda — in questa sono compresi i nostri paesi — da	19/100
La terza da	28/100
La quarta da	16/100
La quinta da	5/100

Se poi vogliamo riferire questa ripartizione per i diversi continenti possiamo fin d'ora essere condotti alla famosa *legge delle diagonali* che sta quasi per provare come si verifichi una specie di equilibrio non solo per le superficie delle terre emerse, ma anche per ciò che riguarda le loro differenti altitudini.

Così se, considerando le due Americhe Settentrionale e Meridionale, troviamo le terre presso che egualmente ripartite rispetto alle altitudini, non possiamo dire lo stesso per gli altri continenti.

Infatti, su 100 parti di continente noi troviamo:

	per l'America del Nord	per l'America del Sud
1ª zona	33/100	45/100
2ª zona	24,5/100	20/100
3ª zona	20,5/100	17,5/100
4ª zona	17/100	12,5/100
5ª zona	5/100	5/100

Le cose non stanno più così se consideriamo gli altri due doppi continenti; e precisamente si verifica per essi la stessa *legge delle diagonali*, come risulta appunto dalle cifre che riportiamo.

Abbiamo rispettivamente:

	per l'Europa	per l'Africa
1ª zona	60/100	18/100
2ª zona	24/100	20/100
3ª zona	10/100	47/100
4ª zona	5/100	14/100
5ª zona	1/100	1/100

Dal quale confronto si scorge come l'Europa apparentemente irta di montagne sia continente di basse terre relativamente all'Africa.

Un fatto identico si verifica nel doppio continente Asiatico-Australasico, ma proprio nel senso inverso, giacchè abbiamo rispettivamente:

	per l'Asia	per l'Australia
1ª zona	27/100	40,5/100
2ª zona	10/100	37/100
3ª zona	31/100	14,5/100
4ª zona	22,5/100	7/100
5ª zona	9,5/100	1/100

Da cui si scorge facilmente essere l'Asia continente dalle alte terre, mentre nell'Australia prevalgono piuttosto le terre di minor elevazione.

Sicchè riassumendo tutti i dati relativi ai due doppi continenti Africano-Europeo ed Asiatico-Australasico, troviamo in quello la prevalenza di basse terre al nord e in questo al sud, mentre le regioni di maggiori altezze s'incontrano nella parte nord di questo e nella parte sud di quello; ciò appunto vuole esprimere la *legge delle diagonali*.

Ed ora veniamo ai *rilievi negativi*. Se già per le elevazioni continentali avevansi dati alquanto incerti, non dovrà farci maraviglia l'apprendere che molto più incerti fino a questi ultimi tempi rimasero i dati batometrici, quelli cioè riflettenti le profondità oceaniche. Basti il dire che si trovano citate profondità, abissi dell'oceano, valutati dai 14.000 ai 15.000 metri e che si constatarono poi doversi ridurre a 6000 od a 7000 metri. Invero la maggiore profondità constatata fino al giorno d'oggi trovasi a poca di-

stanza dalla costa orientale del Giappone; essa fu determinata dal battello *Tuscarona* e non conta più di 8490 metri. Ed ecco un fatto che ci colpisce: la corrispondenza cioè delle due cifre 8490 ed 8840 esprimenti l'una la massima depressione oceanica e l'altra l'elevazione massima continentale. Però questa corrispondenza non si osserva più per le cifre esprimenti la media elevazione delle terre e la media profondità degli oceani.

Si può trarre grande numero di dati batometrici dalle opere di Otto Krümmel e con essi determinare la media profondità degli oceani. Così lo stesso Krümmel ci riferisce le seguenti medie profondità oceaniche:

1° per l'Atlantico . . . . . . m. 3682
2° per l'Oceano Pacifico o Grande Oceano . » 3888
3° per l'Oceano Indiano . . . . . » 3845
4° per l'Oceano Glaciale Artico . . » 1545
5° per l'Oceano Glaciale Antartico . . » 3292?

Dobbiamo però fare qualche osservazione rispetto alle due ultime quote di media profondità. Quella che riguarda l'Oceano Glaciale Artico risulterebbe, dagli ultimi viaggi e osservazioni che si fecero, alcun poco maggiore, e probabilmente la cifra 1545 portata dal Krümmel è davvero troppo piccola; per quella che riguarda l'Oceano Antartico si trova dappertutto la cifra 3292 seguìta da un punto interrogativo, inquantochè a determinarla con molta approssimazione non si possiede ancora un sufficiente corredo di dati.

Infine se teniamo conto delle profondità di tutti gli oceani, bacini mediterranei, mari interni, si ottiene una media generale di m. 3438, la quale, essendo molto prossima a quella che si troverebbe per il solo complesso dei cinque oceani, ci prova la grande influenza di questi in tale determinazione a confronto di quella de' mari mediterranei.

Trovansi sul fondo degli oceani naturalmente le stesse accidentalità che verifichiamo alla superficie delle terre emerse, giacchè un fondo di mare non è manifestamente che una porzione di superficie terrestre, la quale per trovarsi in determinate condizioni di livello è stata occupata dalle acque oceaniche. O per meglio

dire, è bensì vero che la diversità di agenti i quali possono esercitare la loro influenza sulle terre emerse e sulle terre coperte dalle masse acquee ha qualche importanza nell'aspetto più o meno accidentato delle une e delle altre; è bensì vero che per essere soggette a potentissimi agenti atmosferici le roccie emerse possono presentare e presentano diffatti caratteri più marcati di ruina che non il fondo marino sottratto all'azione di quelli; è bensì vero inoltre che certi materiali distribuiti dalle correnti sull'estensione del fondo marino tendono a diminuire alquanto l'asprezza di questo; ma, fatta astrazione dalle leggiere modificazioni, agli agenti esterni dovute, è pur non di meno vero che incontransi nei fondi marini le stesse accidentalità orografiche presentate dalle terre emerse. Perciò il De Lapparent stabilì anche per i rilievi negativi una divisione in zone, analogamente a quanto fece per le altezze dei rilievi positivi; e precisamente nelle otto seguenti zone:

1ª zona, compresa fra il livello del mare, ossia 0, e la profondità di m. 1000, su 100 parti di massa oceanica generale essa ne rappresenta 8;

2ª zona, compresa fra le profondità di m. 1000 e 2000, rappresenta 6/100 della massa oceanica generale;

3ª zona, compresa fra le profondità di m. 2000 e 3000, rappresenta 10/100 della massa oceanica generale;

4ª zona, compresa fra le profondità di m. 3000 e 4000, rappresenta 14/100 della massa oceanica generale;

5ª zona, compresa fra le profondità di m. 4000 e 5000, rappresenta 21/100 della massa oceanica generale;

6ª zona, compresa fra le profondità di m. 5000 e 6000, rappresenta 29/100 della massa oceanica generale;

7ª zona, compresa fra le profondità di m. 6000 e 7000, rappresenta 10/100 della massa oceanica generale;

8ª zona, comprende le profondità maggiori di m. 7000 e rappresenta 2/100 della massa oceanica generale.

Ed ora possiamo vedere più da vicino il fatto di una specie di

equilibrio fra le masse di terra e le masse d'acqua partendo da m. 3438 sotto il livello marino.

Sappiamo che la superficie delle terre emerse è valutata in 136.000.000 di km. q.; la media elevazione delle terre emerse abbiam detto essere approssimativamente di m. 440, ossia di km. 0,44; eseguendo la moltiplicazione

km. q. 136.000.000 × km. 0,44

veniamo ad ottenere il volume delle terre emerse al disopra del livello oceanico in 59.840.000 km. c.

Così la superficie totale degli oceani essendo valutata in 374.000.000 di km. q., e la loro media profondità generale essendo stata da noi stabilita in m. 3438, ossia di km. 3,438, si ha, eseguendo la moltiplicazione,

km. q. 374.000.000 × km. 3,438

il volume delle masse oceaniche rappresentato da

km. c. 1.285.812.000.

Ciò val quanto dire che il volume totale delle masse oceaniche vale circa 21 volta e mezzo quello delle terre emerse; sicchè ove si potesse ripartire la massa di queste su tutta l'estensione dei mari non si verrebbe a formarvi che uno strato di circa m. 160.

Notisi però che nelle determinazioni fatte or ora abbiam tenuto conto della sola terra emersa, cioè a partire dal livello del mare. Se vogliamo verificare l'equilibrio, di cui parlammo, fra le masse oceaniche e le masse solide terrestri, dobbiamo invece partire anche per quest'ultime dal livello di 3438 metri di profondità media generale. Dobbiamo adunque moltiplicare la superficie di km. q. 136.000.000 non già per soli km. 0,44, ma bensì per km. 0,44 + 3,438, ossia per km. 3,878. Ottenuto così il volume della massa solida a partire da m. 3438 sotto il livello del mare, lo moltiplicheremo pel peso specifico delle terre rappresentato da 2,5 ed avremo per peso della terraferma

1.318.520 bilioni di tonnellate.

Similmente moltiplicando il volume della massa oceanica pel suo peso specifico, 1,03, otterremo il peso di questa massa rappresentato da

1.324.386 bilioni di tonnellate.

Per cui partendo dal livello di media profondità oceanica e pesando la massa solida terrestre che sta al disopra e la massa oceanica stessa si viene ad avere una specie di equilibrio.

Vi sono altri dati di cui noi dobbiamo tener conto per farci un'idea esatta della distribuzione dei rilievi terrestri. Si suole dire nei trattati di fisica terrestre che i continenti rappresentano piramidi molto schiacciate ed eccentriche, cioè tali che il loro vertice non si eleva sul mezzo dell'area della base, ma sibbene trovasi presso alla periferia. Diffatti, se osserviamo il continente Europeo, vi troviamo il principale accentramento di montagne al sud; similmente l'Asia ci presenta i massimi rilievi nella sua parte meridionale; in America le catene montuose più eccelse si accentrano presso la sponda occidentale. Così succede anche per le altre regioni, per cui le catene di montagne principali non cadono veramente nella parte centrale in modo che si possa dire appropriata l'espressione di cui si fa uso quando si afferma le catene di montagne costituire l'ossatura dei continenti. Si è osservato in questa distribuzione dissimmetrica dei rilievi terrestri che generalmente nel continente antico le masse montuose più elevate si avvicinano alla sponda meridionale, verso le regioni equatoriali, e vanno gradatamente declinando verso il nord, mentre nel continente Americano succede lo stesso fatto ma orientato diversamente, e precisamente in esso le catene montuose corrono da nord a sud press'a poco nella direzione di un meridiano, e costituiscono fortissimi rilievi in vicinanza della sponda occidentale, i quali vengono lentamente degradando verso oriente fino ad incontrare l'Atlantico.

Non basta; abbiamo ancora qualche altro fatto il quale si presenta più o meno accentuato secondo i diversi continenti e che conviene esaminare.

Se percorriamo il continente Asiatico nella direzione nord-sud, partendo dall'Oceano Glaciale Artico e tagliando normalmente la catena dell'Himalaja, troviamo distendersi anzitutto il gran piano inclinato della Siberia, a cui fa seguito un'elevazione di 4000 metri circa e poscia un'altra di m. 6000. Vien dopo una regione

elevata appena 500 metri sul livello del mare e che costituisce una vera depressione se si ha riguardo ai grandi rilievi fra cui si trova. Invero oltre ad essere limitata al nord da monti che si elevano, come vedemmo, fino ai 6000 metri, noi troviamo a mezzodì estendersi il grande altipiano del Tibet e finalmente le eccelse cime dell'Himalaja, le quali con versante scosceso discendono verso il Grande Oceano e l'Oceano Indiano. Cosicchè si scorge non solo che i rilievi vengono ad essere più notevoli verso il sud, ma ancora che nell'interno del continente a diverse riprese si elevano come dei cordoni di roccie che chiudono altipiani o depressioni più o meno accentuate.

Così se attraversiamo il continente Africano nella direzione da occidente ad oriente, cioè portandoci dall'Oceano Atlantico all'Oceano Indiano, troviamo anzitutto un'elevazione di appena 1000 metri, poi una grande estensione relativamente depressa, la quale ha termine nella regione dei laghi equatoriali in alture le quali raggiungono i 6000 metri; poscia si discende quasi a perpendicolo all'Oceano Indiano.

Parimenti nell'America del Nord se noi partendo dalle coste occidentali in corrispondenza delle Cordigliere dell'Oregon ci moviamo verso l'Atlantico attraversando il continente nella direzione ovest-est, troviamo dopo le Cordigliere dell'Oregon un'estensione pianeggiante, probabilmente fondo di antico mare, la regione detta dei *laghi salati*, poi più ad oriente la pianura immensa che costituisce il bacino del Mississipì terminata dall'importante rilievo delle Montagne Bianche o catena degli Alleganei.

Così se attraversiamo nella stessa direzione la parte superiore dell'America Meridionale, troviamo subito la gran Cordigliera delle Ande che si eleva con versante scosceso sull'Oceano Pacifico e discende con un versante a più dolce pendìo formante anzitutto il bacino del fiume delle Amazzoni e poscia con una serie di ondulazioni la catena delle montagne del Brasile per terminare con una sponda rilevata bensì sull' Atlantico, ma certo di molto minore elevazione del rilievo che forma la sponda occidentale.

Abbiamo nell'Australia un andamento molto più semplice: due sponde, l'orientale e l'occidentale, alquanto rilevate e fra esse una depressione marcatissima.

Da quel che dicemmo pare che possiamo abbastanza persuaderci del fatto che sia le depressioni, sia i rilievi sui continenti rispondono a qualche legge generale come quella dell'accentramento dei rilievi sui margini nella direzione dell'equatore per l'antico e pel nuovissimo continente e nella direzione normale a quella, cioè nel senso di un meridiano, pel nuovo continente o Americano.

Però noi troviamo delle dissimmetrie, dei fatti che non sono subordinati a questa legge generale; e se noi volessimo fare uno studio analogo per l'Europa, immaginando una sezione diretta pressochè dal nord al sud, precisamente dal Capo Nord attraverso le Alpi Scandinave, il Mar Baltico, l'Impero Germanico, la cerchia Alpina fino al Mar Mediterraneo, dovremmo verificare ancora lo stesso fatto che per gli altri continenti, cioè un accentrarsi dei rilievi verso le sponde intercludenti grandi depressioni occupate in parte dal mare e in parte dalle basse terre.

Tenendo conto di tutte le osservazioni fatte si possono dedurre i seguenti corollarî:

1° *I rilievi si allineano in generale eccentricamente, cioè sui margini di grandi bacini oceanici o di ampie, estese depressioni.*

2° *I maggiori rilievi corrispondono generalmente alle maggiori depressioni.* E diciamo *generalmente* inquantochè vi possono essere, e vi sono diffatti, alcune eccezioni. Nel continente Americano i maggiori rilievi, le Montagne Rocciose e le Cordigliere delle Ande, corrispondono precisamente alle grandi depressioni che presenta l'Oceano Pacifico sulla costa occidentale delle due Americhe. Lo stesso principio è pur mantenuto nell'antico continente, inquantochè i maggiori rilievi dell'Asia, costituiti dalla catena dell'Himalaja, vengono a formare i margini dell'Oceano Indiano, mentre i margini del versante settentrionale fanno riscontro a bacini molto meno importanti. Adunque

nel massimo numero dei casi i maggiori rilievi costeggiano le più marcate depressioni.

3° *I continenti risultano essenzialmente formati di tanti bacini generalmente distinti e indipendenti gli uni dagli altri.* Così noi abbiamo l'Asia limitata al nord e al sud da due grandi bacini oceanici, poi nell'interno una serie di elevazioni che corrono generalmente parallele, e comprendono una serie di bacini. Questi bacini interclusi sono più elevati, e nel maggior numero dei casi indipendenti gli uni dagli altri orograficamente, ma non sempre idrograficamente; poichè se d'ordinario le acque dei bacini interclusi non possono sfuggire in altro modo che correndo parallelamente all'andamento del bacino, in cui si trovano ristrette, alcune volte si verificano eccezioni, per cui un fiume di un bacino, orograficamente distinto da quelli che lo comprendono, riesce a sfuggire attraverso qualche spaccatura e si riversa in un bacino vicino; e forse non tarderà a presentarsi l'occasione di portare esempî quando incontreremo dei grandi fiumi, i quali ci presentano rapide deviazioni nel loro corso, perchè allora vuol dire generalmente ch'essi corrono in un alveo ristretto e chiuso fra pareti molto elevate, le quali corrispondono precisamente ad una enorme spaccatura, per cui detti fiumi riescono a gettarsi in bacini limitrofi.

Ma in generale i bacini sono disposti parallelamente alle catene montuose, e ciò ha grande importanza per l'irradiamento delle popolazioni. E forse la ragione, per cui nell'Asia si sono mantenuti quasi allo *statu quo ante* gli accentramenti delle diverse razze, va riconosciuta nella difficoltà che presentano ad essere sormontate le differenti catene montuose, che separano i bacini, per cui riuscì quasi impossibile la fusione di quelle razze che abitavano diversi bacini. Ciò spiega anche il fatto, per cui noi troviamo nella storia i Mongoli discendere verso occidente o verso oriente, e ben difficilmente un popolo Asiatico dirigersi dal nord al sud o viceversa, per la buona ragione appunto che, essendo le catene montuose dirette nel senso dell'equatore, è naturale che anche le vie di irradiamento delle popolazioni si siano compiute in questa stessa direzione. In ciò pure la ragione, per cui le prime

popolazioni Asiatiche poterono invadere l'Europa, mentre non ci offrono esempio di un espandersi identico tanto verso le regioni nordiche quanto verso le meridionali.

Così il Gujot e il Dana, studiando la disposizione dei due continenti Americani, avrebbero trovato conveniente stabilire questa legge:

I continenti in generale hanno coste montuose e un interno depresso in forma di uno o più bacini separati da catene intermedie. Il margine più elevato è quello che corrisponde al più grande, esteso oceano.

Nel doppio continente Americano la cosa è facile a spiegarsi, poichè si vede appunto tanto nell'America Settentrionale quanto nella Meridionale la legge sovraenunciata pienamente verificata. Si hanno alcune difficoltà per verificare la stessa legge negli altri continenti, ove possiamo trovare pianure abbastanza elevate invece delle depressioni interne formanti bacini. Ma se però, e qui entriamo in un campo essenzialmente geologico, si tiene conto della costituzione geologica di quelle grandi pianure che stanno ai piedi d'elevate montagne, e si viene a constatare il vero valore cronologico di queste pianure, ci sarà facile avvertire, che esse sono di origine molto recente. Diffatti, se noi, ad esempio, studiamo il Deserto di Sahara in Africa, troviamo senza gravi difficoltà ch'esso è un fondo di mare appena emerso da poco tempo, e quindi la catena di monti elevati dai 2000 ai 2500 metri, che troviamo più a mezzogiorno, fu veramente nei tempi addietro una catena costiera, rispondente quindi al concetto espresso dalla legge di Gujot e Dana.

Similmente abbiamo tra l'Asia e l'Europa una catena di monti, gli Urali, che si potrebbero dire veramente agli antipodi di quella legge. Se però noi osserviamo quest'altro fatto, a cui accennammo già altra volta, che tra il Mar Nero ed il Caspio, tra il Caspio e il Lago d'Aral e fra questo ed i mari del nord si estende una vera regione di laghi pochissimo elevata, scorgeremo in questa come un fondo di mare da poco tempo emerso, poichè potremo persuaderci, che un grande canale marino doveva certamente porre in comunicazione attraverso a quella regione

le acque del Mediterraneo con quelle dell'Oceano Glaciale Artico; per cui anche la catena degli Urali doveva essere in un tempo non molto lontano catena costiera.

È naturale che la distribuzione dei rilievi alla superficie terrestre debba risultare da quelle forze endogene che determinarono i primi sollevamenti e abbassamenti delle diverse regioni di essa. Ma da quel tempo, che si può considerare quasi come primordiale, tutte le azioni esogene od esterne hanno continuamente lavorato alla superficie della terra, e nel tempo stesso le forze endogene od interne non hanno cessato di agire, modificando ancor esse i lineamenti primitivi. Cosicchè, se ci riportiamo ai primordî della nostra terra, quando si stabilirono le prime linee di massimi rilievi e di forti depressioni, in allora queste linee dovevano rispondere molto meglio alla legge del Dana e del Gujot di quello che lo possano oggidì, dopo l'agire continuo di forze che hanno obliterati questi rilievi, che hanno modificato il modo di essere primitivo della terra alla sua superficie.

Da tutto quello che abbiamo detto possiamo ora dedurre col De Lapparent questa conclusione:

Al momento in cui una grande linea di rilievi si costituisce sul globo, essa forma la sponda di una depressione oceanica o lacustre, sotto la quale si affonda col suo fianco più scosceso; e in generale, l'importanza della catena, a cui dà origine, è in rapporto con quella della depressione che fiancheggia. Per cui, se facciamo astrazione da tutte le cause che possono aver modificato la superficie terrestre, troviamo questo fatto, che le grandi catene montuose formano generalmente sponda di grandi e marcate depressioni oceaniche o lacustri, e troviamo, che quanto maggiore è la superficie depressa, che vien costeggiata dal rilievo, tanto maggiore è l'altezza del rilievo stesso. Così i grandi rilievi dell'antico continente sono precisamente quelli che fanno riscontro ai grandi bacini dell'Oceano Indiano e del Pacifico; e similmente le più elevate catene del continente Americano fanno riscontro al più grande oceano.

Sicchè, se vengono ad essere constatate delle dissimmetrie nella distribuzione dei rilievi terrestri, cionondimeno troviamo che anche queste dissimmetrie obbediscono a certe leggi, e in forza di ciò il De Lapparent potè appunto stabilire la legge che più sopra enunciammo.

Ciò posto riguardo ai sistemi generali montuosi, veniamo adesso alla considerazione di altri fatti abbastanza importanti e relativi al tragitto di una sola catena montuosa. Se consideriamo un sistema di rilievi, noi abbiamo, per regola generale inconcussa, che questi non presentano mai due versanti di eguale sviluppo, epperciò di eguale pendìo, ma noi troviamo invece, per legge generale, un fianco più scosceso dell'altro, e alcune volte farsi assai notevole questa differenza. È ben naturale che questa disposizione debba essere intimamente connessa col modo, con cui si generarono le montagne, per cui indubbiamente le considerazioni fatte ci dovranno all'uopo servire di guida alla ricerca delle cause, che determinarono la formazione di quei rilievi; giacchè, se questa fosse dovuta ad una semplice sollevazione, è naturale che le montagne si dovrebbero presentare con uno sviluppo di egual pendìo nei due fianchi. Occupandoci di stratigrafia potremo rendercene conto meglio, avvertiamo intanto, che la generalità del fatto che i due versanti d'una montagna non godono di ugual pendìo, ci deve far sospettare che una causa generale, non di semplice sollevazione, abbia regnato per modo da poter dare un'impronta speciale a tutti i rilievi terrestri.

Riguardo al pendìo delle montagne si è spesso esagerato. Alla vista delle nostre Alpi l'impressione che si desta in noi ci conduce ad ammettere per esse un pendìo molto più sentito di quello che presentano realmente. Così la pianura del Po e la cima del Rocciamelone presentano un dislivello di 3150 metri, dislivello che ci potrà colpire e far ammettere per questo monte un pendìo abbastanza forte; ma osserviamo invece la distanza che corre dalla pianura alla sommità di quel monte e immaginiamo un piano inclinato che dall'estremo punto di esso discenda fino alla pianura, troveremo un pendìo certamente molto

minore, e non ci meraviglieremo se ci si dice che esso non supera il 6 0/0. Similmente non potremo dubitarne quando ci si affermi, che se dalle Alpi veniamo verso Ivrea, benchè si osservi un dislivello molto notevole, purnondimeno il massimo pendìo che si possa verificare non supera il 10 0/0, cioè quello di un piano inclinato all'orizzonte di 5° 40′ approssimativamente.

I Pirenei, che si presentano con un aspetto molto più scosceso che non le Alpi in Italia, non hanno pendenza superiore al 10,5 0/0. Naturalmente che se noi entriamo nelle valli, e ci portiamo alla base di alcuni fianchi scoscesi, ripidi, vi potremo incontrare perfino pendenze del 70 od 80 0/0, e persino fianchi verticali; ma sono queste circostanze pienamente locali, ed a cui non si può badare quando si vuol calcolare il pendìo generale dei monti.

Si trova un'altra legge generale:

Per le catene montuose, le quali sono dirette da ovest ad est, e viceversa, il versante più scosceso è il meridionale; — così ad esempio l'Himalaja ha versante più scosceso a mezzogiorno; così pure le nostre Alpi e la catena del Caucaso; fa eccezione la catena dei Pirenei — *per le montagne che si dirigono normalmente all'equatore, nel senso cioè dei meridiani, si ha in genere il versante occidentale molto più ripido che non quello orientale*; ne abbiamo un esempio bellissimo nelle catene montuose delle due Americhe, le quali presentano un immenso piano inclinato verso l'Atlantico, e sorgono quasi a picco sul Grande Oceano; in Europa ci forniscono esempio le Alpi Scandinave.

Ciò si verifica non solamente nelle catene semplici, che possiamo definire costituite da un solo rilievo, ma pur anche nelle catene complesse, di cui ci è bellissimo esempio la catena del Giura, la quale risulta da una serie di creste parallele le une alle altre. Fra le eccezioni notiamo le Alpi del Delfinato, gruppo di montagne complesse dirette da nord a sud, per le quali si verifica bensì la presenza di un versante più scosceso e di un altro più dolce, ma precisamente il fianco più ripido per tutte è in questo caso l'orientale e non l'occidentale.

Ed ora vediamo se gli stessi fatti si mantengono ancora per i rilievi negativi.

Le più grandi profondità oceaniche non rispondono mai alle parti mediane dei grandi oceani. Ed ecco un primo fatto che sta d'accordo con quello dell'eccentricità dei massimi rilievi sui continenti. Così, se volessimo fare scandagli nell'Oceano Atlantico, troveremmo verso la parte mediana una specie di altipiano sottomarino profondo appena 1800 metri, e all'ovest di quello le maggiori profondità dell'Atlantico, le quali vengono per tal modo a costeggiare l'America, dove si hanno profondità di 5000, di 7000 e più metri; ed è precisamente in vicinanza della sponda orientale del Giappone, e non nella parte mediana del Pacifico, che il vascello *Tuscarora* verificò la massima profondità oceanica, come già dicemmo altrove.

Inoltre: *la fossa* — nome che prende una depressione oceanica in termini tecnici di batometria — *non ha eguale sviluppo, epperciò eguale pendenza di versanti.* Ed ecco un secondo fatto che risponde precisamente a quello della diseguaglianza nel pendìo dei rilievi terrestri.

Viene quindi una specie di tratto d'unione fra le dissimmetrie delle profondità o fosse oceaniche, e le dissimmetrie dei rilievi terrestri.

Si verifica in generale che: *il versante più ripido d'una fossa oceanica fa seguito al versante più ripido d'un rilievo terrestre, come se quello non fosse che una continuazione del versante più ripido di una catena sopramarina, di un rilievo continentale.* Possiamo quasi dire, che, sotto questo rapporto, le depressioni oceaniche si comportano in senso inverso dei rilievi terrestri. E diffatti così deve essere, perchè le stesse cause che hanno dato impronte speciali alla superficie dei continenti, devono aver lasciato impronte identiche a quella che oggidì è ricoperta dalle acque oceaniche.

In conclusione: *Ogni grande linea di rilievo, emerso o non, è una cresta saliente formata dall'intersezione di due versanti inegualmente inclinati; il più scosceso s'immerge verso una grande depressione abitualmente occupata dal mare, il meno scosceso si abbassa dolcemente sotto forma di ondulazioni successive verso una depressione meno accentuata, che generalmente è continen-*

tale. Il piede del versante più scosceso è la cresta in incavo di una intersezione inversa della prima, di cui la scarpa a pendìo più dolce e moderato rimonta a poco a poco fino alle regioni di media profondità dell'oceano.

Vedemmo che si può verificare un rapporto intimo tra l'andamento di un rilievo emerso e quello di una depressione sommersa, tanto che dobbiamo riconoscere in questa una continuazione di quella; per cui si può quasi dire non esservi rilievo, il quale stia indipendente da sè, ma piuttosto il complesso dei rilievi e delle depressioni potersi considerare come un complesso di duplici ripiegature, di cui una parte trovasi a giorno nei continenti, e forma i rilievi continentali, e un'altra depressa, occupata dalle acque degli oceani, costituisce le fosse oceaniche.

Tutte queste considerazioni concretammo nella esposta legge generale ricavata dal De Lapparent.

Ora noi non dobbiamo perdere di vista lo scopo del nostro corso, e quindi non dobbiamo limitarci a constatare questi fatti generali che riguardano i lineamenti terrestri, ma cercare quali siano le cause, a cui quelli possono essere devoluti.

Tenendo conto della dissimmetria nella distribuzione dei rilievi continentali e delle depressioni oceaniche, come pure della dissimmetria nei pendî che formano i due versanti, sia di un rilievo, sia d'una depressione, siam condotti quasi a trovare il modo d'origine, secondo cui si formarono le prime montagne della superficie terrestre.

Percorrendo una catena montuosa e studiandone lo scheletro, v'incontreremo in genere delle roccie stratificate che presentano delle ripiegature. Se osserviamo l'andamento di questi strati rocciosi ci colpirà il fatto, per cui in una piega saliente di strato, formante catena montuosa, generalmente le due parti che ne costituiscono i due versanti non presentano egual pendìo, cioè formano angoli differenti coll'orizzonte. E questo non è manifestamente che una riproduzione del fatto che già osservammo studiando l'andamento dei rilievi terrestri e delle depressioni. Intanto noi da tale osservazione possiamo dedurre conseguenze

importanti. Invero, noi dicemmo che le ripiegature degli strati rocciosi di un monte non si presentano già come se si fosse verificato un sollevamento secondo un piano verticale dal basso all'alto, ma come se fosse avvenuto secondo un piano inclinato, per modo che i due versanti di ogni piega si presentano uno più ripido e l'altro declinante più dolcemente; ciò vuol dire in altri termini, che la causa del sollevamento delle montagne ha esercitato la sua potenza di azione non nel senso verticale, perchè in tal caso avremmo per ciascun rilievo versanti di egual pendìo, ma bensì in un altro senso obliquo, con una inclinazione sull'orizzonte.

Nello studiare l'ossatura di certe catene montuose che, comunque complesse nel loro andamento, presentano i loro strati quasi tutti ripiegati nello stesso senso, e precisamente quando vogliamo dare una spiegazione della causa originaria di queste ripiegature, si suole impiegare la parola *sollevamento*, siccome quella che prima si presenta per esprimere un rilievo. Noi invece vedremo di far uso il meno possibile di questa parola, che fa supporre un'azione dal basso all'alto, la quale, esercitandosi nel senso di un piano verticale, obblighi gli strati a disporsi in modo egualmente inclinato da una parte e dall'altra, mentre ciò non avviene sempre, anzi nel maggior numero dei casi le catene montuose non sono il prodotto di un'azione esercitata dal basso all'alto, che abbia determinato questa intumescenza di terreno, ma bensì di spinte laterali.

Se immaginiamo uno strato orizzontale di grande estensione compresso lateralmente, è manifesto che dovrà bensì piegarsi su se stesso, ma le pieghe non vi si potranno certo costituire regolarmente, anzi tenderanno a rovesciarsi le une sulle altre, nella direzione opposta a quella, d'onde viene la spinta più energica. Da queste o da analoghe considerazioni il De Lapparent fu condotto a domandarsi, se questi rilievi o queste depressioni primordiali verificatisi negli strati rocciosi, non siano dovuti a qualche cosa, come a trasmissione di onde solide nella massa degli strati stessi, per cui si sarebbero prodotti dei rilievi e degli incavi. Nello stato attuale della scienza molti fatti ven-

gono a convalidare quest'opinione, secondo cui appunto la conformazione speciale degli strati rocciosi sarebbe dovuta a spinte in senso orizzontale, o pressochè tali, a pressioni laterali che si trasmettono a guisa di onde, le quali vengono a determinare questo fatto o questa legge generale di una dissimmetria nei pendî de' rilievi, nonchè nei pendî delle depressioni oceaniche. Ma vi ha di più.

Osservammo già come generalmente le catene montuose dirette dal nord al sud, e viceversa, presentino il loro fianco più scosceso ad occidente; che quelle dirette, invece, da ovest a est, e viceversa, hanno il loro pendìo più ripido rivolto al sud; e che d'ordinario sono appunto orientate analogamente le grandi linee dei rilievi terrestri e delle depressioni oceaniche, ossia sono disposte parallelamente o normalmente ad un parallelo, normalmente o parallelamente ad un meridiano. Ora, se è vero che a pressioni laterali possano considerarsi dovute, in moltissimi casi, le ripiegature degli strati e la disposizione dei rilievi e delle depressioni, nell'andamento di quelli e di queste abbiamo implicitamente rivelato i punti di partenza delle spinte laterali; precisamente ne verrebbe la divisione di esse in due grandi sistemi:

1° Spinte laterali esercitatesi in direzione da est ad ovest.

2° Spinte laterali esercitatesi in direzione da nord a sud.

Le forze del primo sistema avrebbero agito dove si mostra il versante più scosceso ad occidente; le altre dove si ha un versante più ripido al sud.

Ciò fa nascere l'idea di una specie di onda che si trasmetta negli strati liquidi, e che poi, solidificandosi, mantengano questi la forma ondulata che assumono in conseguenza; ciò fa nascere allo spirito un'idea di liquidità primitiva della terra. Ma a questo punto noi dobbiamo ripetere un'osservazione, a cui già abbiam ricorso altra volta in un caso identico, e domandarci se veramente questo disporsi in onde per pressioni laterali sia esclusivo dei corpi liquidi, o piuttosto non possiamo ammettere che anche i corpi solidi, trovandosi in certe condizioni speciali, e soggetti a forze sufficientemente energiche, si dispongano ancor essi in forma ondulata?

Orbene, non solo possiamo ammettere questo come possibile, ma ne abbiamo una prova evidentissima. Diffatti, è egli ammissibile che le roccie stratificate siano state liquide quando assunsero quella forma a ripiegature? Noi sappiamo che le roccie stratificate sono sempre state solide, e che sono dovute al deporsi continuo di un materiale sospeso o disciolto nelle acque, il quale, obbedendo alle leggi della gravità, scese, in un ordine determinato ed in intima relazione colla densità e colla solubilità del materiale stesso, sul fondo del bacino racchiudente quelle acque, e vi formò degli strati che col tempo, cementati e compressi, emersero secondo quelle determinate leggi, per cui si costituirono le pieghe più o meno sentite ed a versanti più o meno ripidi. Dal momento in cui un numero infinito di granelli sabbiosi si precipitano sul fondo di un oceano, e vi formano uno strato, fino a che questo, ridottosi in solida roccia stratificata e d'una certa rigidità, vien sollevato ed incurvato per forze che lateralmente lo spingono, non possiamo ammettere in verun modo un periodo di liquidità dello strato stesso; e purnondimeno noi troviamo in quello strato benissimo marcati i fenomeni di ondulazione riprodotti precisamente come li possiamo esaminare operando sopra corpi liquefatti. Per cui, se possiamo ammettere — cosa ancor essa ipotetica — ed ammettiamo che i rilievi terrestri e le depressioni siano dovuti al fatto di spinte subìte lateralmente, le quali avrebbero dato alle masse rocciose quella disposizione a pieghe, non siamo però condotti ad ammettere in queste masse una liquidità primitiva, giacchè questo fatto medesimo, governato dalle identiche leggi, si è potuto constatare nelle roccie stratificate, che concorrono per la massima parte alla costituzione della crosta solida terrestre, e nel periodo di formazione delle quali non è possibile ammettere uno stato provvisorio di liquidità.

Ed ora che abbiamo studiato così rapidamente il modo di presentarsi della materia solida alla superficie della terra nel senso verticale, dobbiamo occuparci di certe accidentalità orografiche, cioè di rilievi che si manifestano sui continenti.

Sono le forze endogene quelle che manifestamente hanno dato la prima configurazione alla terra, e diremo fin d'ora, come del resto abbiamo già osservato altrove, che con quelle anche le forze esogene seguitarono e seguiteranno ad agire, esercitando la loro influenza notevolissima nelle modificazioni, a cui quella va soggetta; e tant'è vero, che ad ogni momento possiamo verificare alla superficie terrestre sensibili cambiamenti, sicchè, come più volte già dicemmo, convien mettere in disparte l'appellativo di *terraferma*.

Dunque se ciò avviene, e si può sempre constatare, noi dobbiamo assolutamente ammettere che quelle forze endogene non hanno cessato di agire, e molto probabilmente non cesseranno di esercitare la loro azione per l'avvenire; e ciò porta alla conclusione, che i lineamenti della terra devono essersi notevolmente modificati col tempo. Ma alle forze endogene si sono unite anche le esogene sotto forma di atmosfera, acque correnti, fiumi, ghiacciai, oceani, ed ancor queste hanno agito continuamente pel passato, e agiranno per l'avvenire. Cooperando esse a distruggere tutto quello che si eleva ed a colmare tutte le fosse, come già avvertimmo, condurrebbero in conclusione a ciò, che il mare si estenderebbe ovunque alla superficie della terra; la qualcosa per avventura non avviene in virtù della azione elevatrice prodotta dalle cause endogene. Per cui dall'azione contemporanea delle une e delle altre cause, due serie di agenti antagonisti, interni ed esterni, risulta la scomparsa di antiche montagne e il sorgere di nuovi rilievi, il colmarsi di depressioni e l'approfondirsi di terre altrove, il sostituirsi di nuovi monti e nuove depressioni a depressioni e monti antichi. Nè tutto il materiale divelto scende a riempire depressioni vicine; una parte di esso, come si può constatare, è poco per volta condotto al mare, ed ecco la ragione, per cui si verifica spesso un avanzamento del lido verso il mare; ne sono esempî i delta del Po, del Nilo, ecc.

Possiamo trarne un'osservazione. Abbiamo stabilito la legge generale di Dana e Gujot pel continente Americano, dove essa legge perciò appunto si verifica esattamente, e vedemmo non

poter essere facilmente generalizzata all'antico mondo per ragioni che provenivano dal fatto, che questo, come più antico, ha subìto maggiori modificazioni; e ciò prova vieppiù come le accidentalità attuali siano le risultanti delle azioni ulteriori sulle primitive, di continui cambiamenti indotti nei lineamenti primordiali dalla concomitanza e perseveranza di azioni delle forze esogene ed endogene nel lungo lasso di tempo decorso per venire a noi.

Se vogliamo studiare l'aspetto orografico di un paese, nulla di meglio che studiarne anzitutto la disposizione idrografica, perchè è naturale, che le acque, fluendo superficialmente, vengano a costituirsi in corsi là dove si ha un'insenatura atta all'accumularsi di acque, dove un sufficiente pendìo permetta loro di correre verso le depressioni e formar quivi piccoli accumuli, bacini lacustri, mari interni ed anche oceani. Per cui, tanto in grande, quanto in piccolo, si può dire che nell'andamento idrografico d'un paese si riflette il suo andamento orografico; e ciò per la semplice e buona ragione, che le acque cercano le bassure. Havvi di più; vedremo come l'idrografia possa ritenersi come il vero segno rivelatore della distribuzione orografica, non solo nell'esterno di una regione, ma anche nell'interno, tanto che si può stabilire in termini generali, che dove si ha un determinato regime idrografico esterno, quivi corrisponde un molto analogo regime idrografico interno, sotterraneo; e molte questioni di geologia idrologica, questioni importantissime, si sono potute risolvere e si risolveranno ancora in virtù di questo principio.

Le accidentalità orografiche si possono dividere in diverse serie. Considerando la superficie di una terra emersa, di una regione, di un continente, possiamo verificare grandi estensioni superficiali con lievissime varianti di livello, e per lo contrario regioni pochissimo estese, le quali presentino molte e marcate accidentalità. Abbiamo insomma regioni molto accidentate ed altre poco accidentate.

Le regioni poco accidentate, quelle che estendonsi per ampia superficie senza presentare notevoli varianti di livello, sono le *pianure*. Ma di queste estensioni, che diciamo pianure, ne ab-

biamo a poca elevazione sul livello del mare, come ne abbiamo anche situate a grandi e notevolmente grandi elevazioni sul mare, come lo attestano la pianura di Quito nel continente Americano, posta a circa 3000 metri sul livello delle acque oceaniche, e nel continente antico, o più precisamente nell'Africa, l'altipiano Abissino, elevato fin oltre 2000 metri. Converrà perciò distinguere le *alte* dalle *basse regioni*, ed è questa la divisione che più si avvicina alla scientifica. Nè adoperiamo qui la parola *sollevamenti*, che taluni sostituiscono alla nostra denominazione di *alte regioni*, perchè, come già si è detto in altra occasione, potrebbe essa far nascere l'idea di una spinta verticale dal basso all'alto nell'originarsi di quelle, idea che vedemmo per lo meno talora infondata, se non generalmente erronea.

Le basse regioni sono di doppio tipo: esse possono essere *sopra* od anche *sotto* il livello del mare. Vi sono regioni pianeggianti che si estendono all'altezza di 100 a 300 metri sul livello, del mare, e vi sono di quelle che stanno sotto questo livello e corrispondono allora generalmente alle parti più interne dei continenti. Alle prime si dà semplicemente il nome di *pianure*, intendendo indicare così *ampie superficie di terreno, le quali presentano piccolissime varianti di livello, rimanendo sempre alquanto al disopra del livello del mare*. Diconsi invece *depressioni* quelle *ampie superficie di terreno generalmente lontane dal mare, internate nei continenti, le quali, presentando su grandi estensioni piccolissime varianti di livello, si trovano ad essere depresse rispetto al livello del mare, cioè ad un livello inferiore a questo*. Di depressioni troviamo esempî nell'antico continente: le regioni che si estendono fra il Caspio e il Lago di Aral, una regione nella parte orientale del deserto di Sahara, l'Olanda o i Paesi Bassi, difesi, in tempo di alta marea, da elevatissime dighe, ecc.

Come le basse anche le alte regioni sono divisibili in due serie: in *monti* ed in *altipiani*.

Sono gli altipiani *grandi tratti della superficie terrestre portati a grande elevazione, ma tali però che, giunti a quell'altezza, presentano una grande estensione con pochissime va-*

rianti di livello; sicchè si manifestano come fondi di mare portati in alto, senza notevoli spostamenti nel loro assieme.

Troviamo nelle montagne o nei monti qualche cosa di ben diverso; nella categoria di regioni che diciamo monti comprendonsi anche le *valli*, siccome queste originate dagli stessi fatti che originarono i monti propriamente detti, poichè intendiamo classificare sotto quel nome generico *tutte quelle superficie, che sopra un piccolo sviluppo nel senso orizzontale, presentano fortissime varianti di livello, che devono intendersi costituite con due versanti per ciascuna, e che non presentano più nella parte superiore superficie ampiamente estese a guisa di pianure.*

La geologia in genere e la parte di essa detta fisica terrestre stentano a mettersi d'accordo con certe definizioni geografiche date a questo riguardo. E questo è naturale, giacchè il geologo cerca di rendersi conto dei fatti che hanno dato origine alle accidentalità, mentre il geografo bada pochissimo, o nulla, a quei fatti. Così è che il geografo dice *monte* qualunque elevazione che si accentui rapidamente su una distesa di terreno di un determinato livello, elevazione disponentesi a doppio versante.

In geografia è adottata una classificazione delle montagne a seconda della loro differente altezza, e si chiamano: *colline* quelle elevazioni che non arrivano al di sopra di 400 metri d'altezza; *basse montagne* quelle che vanno dai 400 ai 1500 metri; *alte montagne* quelle che salgono al di sopra di 1500 metri fino a 4000; al di sopra dei 4000 metri non arrivano che le *elevatissime montagne* od i *colossi alpini.*

È facilissimo rendersi conto dell'arbitrarietà di questa divisione, poichè si capisce, che se per noi il Monte Bianco, alto più di 4000 metri, è un colosso davvero, certo non lo è più posto in confronto colle elevatissime cime che ci presenta l'Africa in alcune sue località, e colle elevate regioni che quivi sono abitabili ed anzi abitate; come certo il nostro colosso del Monte Bianco sarebbe un'elevazione ben modesta rispetto alle montagne dell'Asia centrale, dove si hanno catene elevate oltre gli 8000 metri.

Collo stesso criterio, certo ben arbitrario, in alcune regioni al nord dell'Europa, dove non si ha idea di montagne, si dà questo nome a talune elevazioni che raggiungono appena i 120, i 130 metri di altezza, e che quindi per noi non sarebbero che colline e forse poggi. La nostra così detta Collina di Soperga conta 600 metri d'altezza, e noi non la chiameremo perciò una montagna, come porterebbe la surriferita classificazione geografica, perchè costituita da materiali non rispondenti per loro natura a quelli, che ordinariamente si considerano come caratteristici di una vera montagna.

Purnondimeno noi non vogliamo dire che si debba mettere affatto in disparte quella classificazione geografica, poichè purtroppo noi saremmo imbarazzati a trovarne una conveniente geologica. Invero, se noi volessimo classificare i monti partendo dal solo criterio, che si debbano ritenere veri monti o monti propriamente detti quelli costituiti di roccie, verremmo certamente a raggruppare assieme senz'altra ragione cime elevatissime con leggiere accidentalità; e certi rilievi che, come la Serra d'Ivrea, sono molto elevati, sarebbero pel geologo semplici colline, e di minor importanza anche di quelle che troviamo nell'Astigiano, perchè, ad esempio, la stessa Serra d'Ivrea non sarebbe fuorchè un accumulo caotico di materiale abbandonato da antico ghiacciaio.

Converrà dunque attenersi alla classificazione geografica, comecchè non rispondente a quei criterî che noi vorremmo, ed in ogni caso adattarla ai paesi che si considerano.

Le montagne si presentano sotto forma molto variata quando si considera l'assieme dei rilievi. La disposizione più abituale che presenta un assieme di monti e quella detta *catena*, serie di rilievi che si innestano per le loro basi, non lasciando liberi che i vertici, le cime, le vette, di modo che generalmente risultano disposte in una determinata direzione, e vengono a formare una vera catena.

Abbiamo invece delle montagne assolutamente isolate, formanti ciascuna corpo a sè; queste sono le meno frequenti, e

non sono quelle che abbiano grande importanza nella vera ossatura del globo terrestre; esse sono le *montagne vulcaniche*, di cui ci occuperemo a suo tempo.

Ve ne sono di quelle che si presentano con disposizione molto confusa, e nelle quali è difficile rintracciare una regione più o meno elevata disposta in catena degradante verso due estremità, sibbene da un nodo centrale più o meno elevato irradiano irregolarmente le alture in allineamenti sinuosi, aventi talora maggior importanza per elevazione del nodo centrale; a questa riunione di monti si dà la denominazione ordinaria di *massa montuosa, massiccio montuoso*, *gruppo montuoso.*

Ricordando l'importanza che abbiamo attribuito al fatto del presentarsi le catene montuose generalmente dirette dal nord al sud, o dall'ovest all'est, nella determinazione della causa che ha potuto originare le montagne stesse, possiamo qui aggiungere, che nei massicci montuosi, non trovandosi più quella regolarità, se noi volessimo trarre una conclusione rispetto al loro modo di origine, saremmo certo molto imbarazzati. Notisi però, che in molti casi possiamo constatare una diversa costituzione secondo il diverso orientamento di ogni parte del gruppo montuoso, e di più un'analogia completa, o quasi tale, d'ogni elemento del gruppo rispettivamente con catene montuose spesso non molto lontane. Per cui, in questi casi il massiccio, dal quale irradiano diverse catene di montagne, va considerato, anzichè quale ammasso indipendente, piuttosto come la somma di diversi tratti di catene poco distanti, che in quel punto vengono ad intersecarsi. Ma, come abbiam già detto, la forma più abituale si è la disposizione in catena.

Possiamo determinare l'altitudine media di una catena montuosa in differenti modi; generalmente però si ritiene eguale al rapporto tra l'altitudine delle cime e quella delle incisioni che la catena stessa presenta nel suo profilo; cosicchè per avere l'altitudine media di ogni catena ci converrà fare il rapporto tra l'altitudine dei colli o delle incisioni di essa e quella de' suoi punti culminanti. Facendo però questa determinazione si arriva a certi risultati, che a prima giunta pa-

iono strani. Così trovasi che i Pirenei presentano una media altitudine superiore a quella delle nostre Alpi, quantunque in quelli non si trovino cime, le quali superino i 3500 metri, mentre si hanno nella catena Alpina alcuni monti che si elevano oltre i 4000 metri, e molti oltre i 3500. Questo proviene dal fatto, che i Pirenei presentano incisioni pochissimo profonde, la qual cosa rende molto più difficili i passaggi in quella catena, che non per la nostra cerchia Alpina; invero nella catena Pirenaica tutti i colli giungono per lo meno all'altezza di 2000 metri. Tutto fa sì, che mentre l'altezza media delle Alpi è appena di 2340 metri, quella dei Pirenei arriva a metri 2436.

Per ciò che riguarda il pendìo dei monti abbiamo già detto qualche cosa, e precisamente avvertimmo, che devesi a tal fine immaginare un piano inclinato che, partendo dalla punta culminante del monte, discenda fin là dove la falda montuosa ha origine e si confonde colla pianura. Con questo criterio si venne al risultato, che il massimo pendìo che si possa verificare in Europa è quello del 10 1/2 0/0, cioè presso a poco quello d'un piano inclinato di 6° sull'orizzonte.

In ogni catena montuosa distingueremo sempre un *asse;* però nella determinazione di quest'asse noi non andremo certo d'accordo coi geografi. Invero il geografo ritiene per asse di una catena di monti quello corrispondente alla cresta di essi, che si sviluppa in una determinata direzione, e precisamente l'asse avrebbe la medesima direzione, secondo cui la catena si sviluppa. Il geologo invece determina l'asse della catena avendo riguardo alla costituzione interna stratigrafica della catena stessa, laonde nel maggior numero dei casi esso trova un asse, che è l'asse di sollevamento, per nulla corrispondente alla parte più elevata della catena, e spesso diretto in altro senso. In ciò solo si trova una spiegazione del perchè, sebbene le nostre Alpi abbiano un andamento geologico ben marcato da sud-ovest a nord-est, ci si presentino in qualche punto dirette quasi normalmente a quella direzione.

Una serie di strati formanti il fondo d'un mare è quasi im-

possibile che venga a sollevarsi in massa per modo che le diverse parti di ogni strato mantengano la prima posizione originaria relativa. Nell'atto del sollevamento avvengono invece delle inflessioni, dei ripiegamenti, perchè l'azione sollevante, o premente, si esercita più in un senso che in un altro. Quindi prima conclusione si è, che gli strati nelle catene montuose possono presentare un numero variabilissimo di posizioni dipendenti dalle inflessioni, a cui furono soggetti gli strati stessi. A queste inflessioni gli strati, dicemmo, possono obbedire comecchè solidi, e obbedirebbero appunto ripiegandosi; ma ciò non vuol dire però che tale obbedienza alla forza inflettente non abbia un limite, non toglie cioè che noi troviamo in tutte le roccie una certa attitudine a resistere più o meno tenacemente all'inflessione. Tale resistenza che presentano le roccie alle azioni inflettenti si traduce talvolta in lacerazioni, in ispaccature attraverso le roccie stesse. In corrispondenza poi di queste spaccature avvengono spostamenti, per cui una porzione degli strati viene a modificare la sua posizione relativa alla porzione dalla quale venne separata.

Le varie inflessioni, a cui obbedirono gli strati nell'atto che vennero sollevati, e le lacerazioni, le spezzature, gli spostamenti che nella loro massa poterono avvenire su vasta scala, o relativamente limitata, sono due fatti che dànno l'aspetto generale d'una catena montuosa, e l'aspetto parziale dei diversi tratti di una stessa catena.

Noi dobbiamo vedere le conseguenze di quei due fatti appunto nell'aspetto ch'essi dànno alle catene montuose. Se poi vogliamo renderci conto più esatto dell'aspetto che possono presentare i diversi tratti di una catena montuosa, dobbiamo studiare ancora un terzo elemento; dobbiamo cioè alla disposizione varia che prendono gli strati nelle masse rocciose pel fatto delle inflessioni subìte, alle lacerazioni ed agli spostamenti che vi possono avvenire, aggiungere tutte le azioni posteriori che hanno modificato il profilo dei rilievi primitivi.

Per cui, riassumendo, l'aspetto che presentano in generale gli allineamenti montuosi dipende:

1° Dalle ripiegature, a cui gli strati andarono soggetti nell'atto della formazione dei rilievi;

2° Dalle lacerazioni, o spaccature, e spostamenti che possono essersi verificati ancora nell'atto della formazione dei rilievi stessi;

3° Da tutto quel complesso di azioni posteriori che hanno determinato un lavorìo continuo di degradazione, di demolizione del rilievo formatosi.

Occupiamoci per ora delle forme predominanti che si verificano nei diversi tratti di una catena montuosa.

È bensì vero che poco su poco giù i rilievi montuosi presentano quasi sempre gli stessi fatti, cioè fianchi in salita che in regioni più o meno elevate si spezzano in una quantità di vette rilegate fra loro per mezzo del clinale o della cresta, e tra queste vette incisure più o meno profonde. Cionondimeno noi non possiamo far a meno di ammettere che, a seconda la natura delle roccie e il modo con cui è costrutto un rilievo montuoso, cioè la disposizione dei suoi strati e l'andamento delle spaccature che possono essere avvenute, le diverse catene assumono un aspetto caratteristico, tantochè riesce molto facile distinguere il profilo di una catena, formata da certe roccie in determinato modo, da altre, costituite di roccie di natura diversa e disposte in modo diverso rispetto allo assetto degli strati. Questa diversità di aspetti riesce anche più marcata, in alcuni casi, nei diversi tratti di una stessa catena, tantochè, se non per le piccole montagne, per quelle grandi si ha un profilo che individualizza caduna montagna, e la fa distinguere in mezzo ad una faraggine di altre montagne.

Passiamo adunque in rivista le diverse forme che possono presentare i diversi elementi montuosi formanti una catena. Potremo dividere le forme delle montagne in tre tipi distinti:

1° Montagne terminanti in *cupola* o a *domo;*

2° Montagne terminanti in *tavola* o in piano superiore più o meno sviluppato;

3° Montagne terminanti in *vetta* molto acuminata.

Del primo tipo ci sono esempio i Vosgi, che terminano quasi

sempre in sommità arrotondate a guisa di cupole. Tale disposizione speciale può provenire da diversi fatti. Invero, una cima a cupola può risultar formata da una serie di strati sovrapposti gli uni agli altri e in posizione orizzontale, strati che vanno via diminuendo in ampiezza orizzontale man mano che si avvicinano al punto culminante della montagna, che possono essere tutti della stessa natura o di natura diversa, e che presentano un risultato di demolizione, di erosione, sempre più marcato quanto più trovansi elevati nella massa montuosa. Si può presentare un altro caso di montagne a cupola, ed è quello in cui gli strati non sono più orizzontali, ma formano invece una piega saliente, che corrisponde precisamente al profilo della montagna da essi costituita. Allora l'aspetto di cupola non è più dovuto ad un lavorìo di erosione, ma piuttosto alla forza che ha determinato il sollevamento del rilievo stesso.

Si riattacca al tipo delle montagne a cupola, o a domo, un'altra forma che s'incontra frequentemente nel cuore delle grandi catene montuose, ed è la così detta *torre* o *testa*. Si ha questa forma per sovrapposizione di strati orizzontali, quasi tutti egualmente erosi e denudati per modo che, invece di presentare da ogni parte un pendìo debole, il loro assieme viene a costituire veramente una specie di torre presentando tutt'intorno un pendìo molto ripido, come risultato di un lavorìo di erosione che s'è compiuto egualmente fino ad una determinata altezza, dove poi, per ragioni dipendenti dalla natura delle roccie e da altri fatti, che sarebbe qui inutile accennare, s'è fatto più sentito, e determinò la formazione di una cupola terminale. Possiamo quasi dire, che le montagne a cupola per strati orizzontali possono essere costituite da strati di roccie più o meno tenere, e che appunto allorquando la resistenza è maggiore si ha la forma di testa o di torre.

Veniamo alle montagne terminanti a tavola. Immaginiamo una serie di strati sollevati fino ad una certa elevazione sul livello del mare, ma non estesa la parte superficiale di questo sollevamento tanto da costituire un altipiano; avremo allora una rupe scoscesa da tutte le parti, e che presenterà alla som-

mità un piano poco accidentato. Quindi una montagna a tavola corrisponderebbe in piccolo ad un altipiano, ma non lo è veramente, perchè la sua parte superiore non è così sviluppata come quella che deve rispondere all'idea di altipiano. Si ha una montagna al Capo di Buona Speranza, in Africa, alla quale si dà appunto il nome di Tavola a causa della sua speciale configurazione.

Se una montagna poi è costituita da strati inclinati per modo che si manifestino in essa due versanti di pendìo molto differente, e precisamente un versante più ripido in corrispondenza delle testate frantumate degli strati, e un altro invece dolcemente inclinato, si ha la forma speciale detta *esquerra* dagli Spagnuoli, e *queyras* nell'idioma del Delfinato. I *queyras* adunque si presentano con un pendìo ripido, scosceso e altamente pittoresco da una parte e con un lieve pendìo dall'altra. Si hanno dei *queyras* a profilo più o meno accidentato, specialmente dalla parte delle testate erose degli strati; alcuni, a strati non solo inclinati ma ancora ripiegati, presentano rilievi e irregolarità spesso molto marcate. Abbiamo in val di Susa una roccia calcarea, il Seguret, che si presenta verso Oulx con una parte molto ripida; se con gravi stenti si giunge a salire questo versante scosceso, allora si scorge dalla parte opposta un pendìo dolce, che fa un mirabile contrasto col primo. È un bellissimo esempio di *queyras* nelle nostre Alpi. Nelle Alpi Friulane le roccie dolomitiche affettano molto questa particolare disposizione; basti citare a questo proposito i Tre Denti di Landro che, mentre da una parte presentano un versante molto esteso e a dolcissima salita, dall'altra mostrano un fianco rotto, frantumato e di ben difficile ascesa, per non dire insuperabile.

Queste montagne, a cui accennammo, sotto il nome di *esquerras*, o *queyras*, o *caires*, formano quasi come un passaggio tra quelle a profilo regolare, a profilo più dolce, e quelle altre che invece vengono sotto il nome di *picchi*, *guglie*, *denti*, ecc.

Le montagne che si profilano così ardite sull'orizzonte tanto da ricevere, e meritamente, il nome di guglie ed altri che tutti

esprimono l'arditezza dei rilievi che stanno ad indicare, non si hanno a confondere con altre che a primo aspetto parrebbero doversi classificare sotto questo nome.

Per poter avere un'idea esatta del come una cima risponda molto bene al nome di picco, di dente, di guglia, non conviene vederla solo da una parte, ma tutt'intorno. Invero la Bessanese, ad esempio, la punta della Roussa nelle Alpi Graie, mostrano da un lato una parete molto ripida, difficilissima a salirsi, per cui si arriverebbe ad una cresta molto accidentata ed eminentemente sottile, e in taluni punti persino traforata. Orbene, se ci collochiamo in altra posizione, queste montagne ci presentano invece un bellissimo esempio di picco, di guglia. Quindi i nomi di *picco, dente*, *guglia*, *horn*, *stock*, ecc., presi dai diversi dialetti a piè delle Alpi e dalle lingue straniere, non possiamo darli se non a quelle montagne che, elevandosi molto, si presentano sotto forma acuminata da qualunque parte esse si guardino.

Si hanno picchi formati da strati verticali, e questa condizione non è cosa infrequente; allora la parte terminale della montagna viene ad essere rappresentata da quegli strati verticali che furono meno erosi. Si hanno picchi a strati orizzontali, ed è inutile perder tempo a dire, che allora la parte acuminata risulta dagli ultimi strati, per erosione ridotti a minimi termini. Si hanno pure esempî di picchi ottenuti per erosione di strati inclinati; serie di picchi disposti su allineamenti, e che costituiscono come catene di guglie, cosa frequente nelle Alpi. Così son note le Guglie di Chamonix, che formano come una specie di baluardo alla catena del Monte Bianco. Altro genere di picchi è quello, in cui si hanno degli strati verticali che occupano press'a poco la parte mediana, e strati sempre più inclinati verso la falda man mano che ci allontaniamo dal mezzo, sicchè si può dire avere gli strati una disposizione a guisa di ventaglio. Tale struttura, detta appunto a *ventaglio*, è caratteristica di roccie molto antiche, e non si può spiegare altrimenti che facendo intervenire l'azione di forze laterali che obbligarono gli strati a piegarsi più o meno, a seconda della

resistenza presentata da essi. Presentano struttura a ventaglio il Monte Bianco, il San Gottardo, ecc.

Abbiam detto come nello studio dei monti non possiamo far a meno di studiare anche le *valli*. Sono queste delle depressioni costituite dalle accidentalità di una catena montuosa, o intercedenti tra due catene montuose; nè si debbono considerare come depressioni nel vero senso orografico che abbiamo attribuito a questa parola, perchè esse non trovansi ad un livello inferiore a quello del mare.

Le valli adunque non vanno considerate se non come risultato diretto della presenza di due rilievi laterali, come depressioni in senso relativo ai rilievi che le circondano, che le costituiscono.

Ogni valle presenta diverse parti a studiarsi. Anzitutto si ha la parte originaria dove nella massa dei monti si costituisce la depressione, che deve poi servire di letto al torrente, alle acque che scendono dai fianchi delle montagne. Si chiama questa parte la *testa della valle*. Dessa può presentarsi ristretta, oppure, e più frequentemente, come un ampio bacino circondato da montagne, nel quale si radunano i ghiacci e le acque che scorrono poi più sotto nella valle, dove questa va restringendosi. A questo bacino si suol dare il nome speciale di *circo* a norma della sua configurazione particolare. Nelle valli in genere noi dobbiamo studiare ancora la parte opposta al circo o alla testa della valle, cioè lo *sbocco*, e anche questo può presentare particolarità diverse. Diconsi poi *pareti* o *fianchi* della valle, i versanti che fanno cadere le loro acque nel fondo della valle, che suolsi generalmente denominare *thalweg*, o letto del torrente o del fiume.

Le depressioni che indicammo fin qui col nome generico di valli vanno ordinariamente distinte colle denominazioni speciali di *bacini*, *valli di primo ordine*, *valli di secondo ordine*, e *valloni*.

Diconsi bacini quelle depressioni o valli che si trovano chiuse frammezzo a due catene di monti che corrono parallelamente;

per esempio la grande valle del Po si potrebbe geologicamente chiamare il bacino del Po.

Valli di primo ordine diconsi quelle che si trovano normali all'andamento di una catena, per cui le acque, scendendo dal clinale della catena, vengono a sboccare ai piedi di essa.

Le valli di second'ordine non differiscono da quelle di primo ordine se non per rispetto alla catena da cui provengono. Così dalla grande catena delle Alpi derivano delle grandi valli di primo ordine normali alla catena stessa, come ad esempio le grandi valli di Susa e della Dora Baltea; ma abbiamo poi un grande numero di altre valli che vengono colle loro acque ad alimentare le valli di primo ordine, e che si trovano incise sopra le catene secondarie, le quali diramano dalla principale.

Si hanno valli secondarie di grande sviluppo, anche più sviluppate che non lo possano essere in generale le valli di primo ordine. Così si ha la valle di Gressoney notevolmente sviluppata, epperò di importanza maggiore di certe altre che provengono da una catena principale.

Ciascuna valle di second'ordine può a sua volta dar origine a valli di terz'ordine, e come queste sono generalmente poco importanti, così le chiameremo semplicemente valloni.

Si hanno adunque i bacini compresi fra due catene montuose, le valli di primo ordine trasversali ad una catena, quelle di second'ordine normali alle valli di primo ordine, epperò parallele ad una catena principale, e finalmente i valloni di importanza minore. Notiamo però, che tutte queste denominazioni sono relative al complesso dei monti che si studiano. Quindi nelle grandi catene, come sarebbe l'Alpina, possiamo far molto bene tutte queste distinzioni, perchè troviamo una differenza marcatissima tra certe valli che hanno 100 e più chilometri di sviluppo, come quella della Dora Baltea, e certe altre che non arrivano ai 10 o 12 chilometri di sviluppo. Ma in alcuni casi, come sarebbe quello della gran valle di Aosta, esaminando il modo di origine delle diverse valli laterali e delle principali, troveremmo che la classazione precitata dovrebbe subire qualche modificazione, e così ancora in certe ragioni dove le valli

di primo e di second'ordine vengono quasi a confondersi assieme; ciononostante la divisione in tesi generale può stare benissimo.

Questo per le valli considerate geograficamente, le quali, come vediamo, si possono dividere in due serie principali rispetto alla direzione:

1° Valli che corrono parallele all'asse della catena di montagne a cui appartengono; come i bacini e le valli di secondo ordine;

2° Valli che corrono trasversali all'andamento delle catene a cui appartengono; come le valli di primo ordine ed i valloni.

Di più, tutto ciò va benissimo per i rilievi costituiti in catene, ma noi abbiamo visto che i monti si possono anche presentare sotto forma di massicci montuosi o gruppi. In tal caso la divisione in valli longitudinali e trasversali, che è possibile rispetto ai rilievi disposti in catena, non può più sussistere; anzi è facile comprendere che allora le valli si presenteranno con disposizione irradiante. Per cui possiamo dire, rispetto alla direzione delle valli, che quando si tratti di valli incise in catene di monti, esse sono divisibili in longitudinali e trasversali, secondochè disposte parallelamente o trasversalmente alla catena in cui trovansi incise; quando poi trattisi di valli costituite da un gruppo o massiccio montuoso, esse sono generalmente irradianti.

Tutto questo però, come già avvertimmo, sta solamente nel concetto geografico. Noi dobbiamo penetrare più nelle viscere della questione, e domandarci se sia possibile classificare le valli secondo il loro modo di origine. Orbene, geologicamente le valli si possono dividere in *valli orografiche*, *valli di erosione* e *valli miste* cioè orografiche e di erosione ad un tempo.

Diconsi orografiche quelle valli che risultano originariamente dal fatto stesso che ha originato il rilievo, con cui si trovano riunite. Così abbiamo il bacino del Po, inquantochè si hanno i due rilievi delle Alpi e degli Appennini, l'uno da una parte e l'altro dall'altra. Dunque il bacino del Po dipende originariamente dallo stesso fatto che ha determinato il sollevamento della catena Al-

pina e della catena Appenninica, è un bacino orografico. Di più possiamo chiamarlo bacino orografico longitudinale di sollevamento, inquantochè corre tra due catene di montagne che hanno direzioni press'a poco parallele. Le valli di questo genere si riconosceranno prima di tutto per la loro grande ampiezza; esse corrono tra due catene montuose e ne conservano la direzione; inoltre i loro fianchi hanno pendìo piuttosto dolce, inquantochè corrispondono ad una specie di amplissima conca a *fondo di battello.*

Abbiamo altri esempî di valli longitudinali, che corrono cioè nel senso di catene montuose, e sono le valli longitudinali di *ripiegamento.* La catena del Giura è forse il più bell'esempio di catena che presenti una serie di creste e, fra esse, delle valli per strati più e più volte ripiegati. Queste valli di ripiegamento è naturale che siano sviluppate nel senso della catena complessa, e di più è naturale che in esse i due versanti, corrispondenti alla continuazione dello stesso strato, presentino un dolce pendìo, salvo nel caso in cui siano intervenute azioni posteriori. Così possono intervenire delle lacerazioni di strati che non abbiano pienamente obbedito alla flessione; tali lacerazioni possono allargarsi al punto da costituire delle valli assai ampie nel senso trasversale, e avremo in questo caso valli che corrispondono alla parte più elevata di una piega. È questo uno di quei fatti che apparentemente sembrano strani come quello per cui, dove pare si dovrebbe avere un rilievo, si ha invece una valle ben marcata in seguito a lacerazione della piega.

Le valli così originate si chiamano *valli di lacerazione*, e corrono ancora parallelamente all'asse di sollevamento; ma si distinguono facilmente da quelle longitudinali prima considerate, perchè i loro due fianchi, corrispondendo a lacerazioni di strati, presentano un pendìo molto più scosceso. Una forma speciale delle valli di lacerazione è quella delle così dette *combe.* Abbiamo in tal caso una serie di strati, i quali vengono ad essere ripiegati; ma nell'atto del ripiegamento succede una lacerazione, e i lembi degli strati lacerati divaricano tanto più quanto più sono superficiali; però invece di un piano di rottura

che seguiti eguale e regolare per tutta la serie di strati, in cui avvenne la lacerazione, abbiamo tanti piani di rottura quanti sono gli strati di natura diversa; e ciò si capisce benissimo perchè le spaccature avverranno certo più ampie in quegli strati che, per essere più esterni, sono soggetti prima degli altri a lacerarsi. Per tal modo vengono a costituirsi tante valli di lacerazione, di cui una mediana e profonda, sui fianchi della quale ne corrono altre laterali parallelamente alla medesima. Queste valli laterali di lacerazione disposte in direzione parallela ad una valle mediana, pur essa di lacerazione, si chiamano col nome di combe, e s'incontrano molto frequenti nelle nostre Alpi, dove i così detti valloni non sono generalmente che tante combe.

Alcuni trattati di geologia dànno invece a queste valli la denominazione di *valli d'interstratificazione*, siccome comprese fra la faccia superiore di uno strato inferiore e la faccia di rottura dello strato superiore. Crediamo però che sarebbe più opportuno lasciare quel nome speciale solo a certe combe che si presentano interposte fra strati di differente formazione e diversamente costituiti. Trovasi allora una differenza marcatissima tra uno strato di roccia e quello sovrapposto, fra lo strato, di cui una faccia superiore costituisce un fianco della comba, e quello, di cui la faccia di rottura forma l'altro fianco; si ha allora tra un fianco e l'altro della comba una differenza notevolissima nella costituzione geologica.

Dobbiamo ancora accennare ai caratteri dei due versanti nelle valli di comba e in quelle di interstratificazione. Abbiam visto per le valli di lacerazione prima considerate due versanti entrambi scoscesi; troviamo nelle combe e nelle valli di interstratificazione un versante scosceso corrispondente alla faccia di rottura dello strato superiore, ed uno a pendìo più dolce in corrispondenza della faccia dello strato sottostante.

Diconsi poi valli di erosione quelle originate dall'azione erodente delle acque sotto forma di torrenti, di fiumi, e in alcuni casi sotto forma di correnti solide, cioè di ghiacciai. Hanno esse generalmente non grande sviluppo e un andamento non molto regolare. È naturale che esse non si possano incontrare

senonchè là ove i materiali rocciosi si presentino facili all'erosione. Le valli, o meglio, vallette dell'Astigiano sono tutte di erosione.

Le valli miste ritornano invece nel tipo o nella categoria delle valli Alpine, cioè incise nelle grandi catene montuose. Immaginiamo una serie di strati che si sollevino e vengano a formare un rilievo, una catena montuosa; è naturale che il ripiegamento non si possa fare con grande regolarità, a causa delle resistenze diverse che si possono verificare in diverse direzioni, e della diversa attitudine che uno strato può presentare alla flessione; ne viene, che, nell'atto in cui gli strati si sollevano, si formano delle ondulazioni trasversali, che si verificano poi anche in tutto il decorso di una catena; in queste sono invitate le acque a raccogliersi, e scorrono scavando, erodendo, affondando le ondulazioni e le piccole spaccature, e costituendo valli di sufficiente ampiezza, le quali non si possono dire di lacerazione, nè riconoscono un'origine di pura e semplice erosione.

Evidentemente l'aspetto che presentano le valli scavate nei fianchi montuosi, e specialmente le valli trasversali, deve dipendere in gran parte dalla disposizione degli strati. Così se abbiamo una valle scavata in una massa di strati disposti orizzontalmente, è manifesto che, esaminando la costituzione geologica di questa valle, troveremo allo sbocco di essa un primo affioramento di strato, che sarà il più antico; poi avanzandoci per risalire la valle incontreremo affioramenti superiori di strati sempre più recenti, e ammettendo che tutti questi strati si distinguano per colorazione, o in genere per caratteri fisici diversi, vedremo tracciate delle vere linee, che ci segneranno gli affioramenti degli strati sovrapposti gli uni agli altri, e costituenti una specie di *V* orizzontale con l'apice rivolto verso l'alto della valle.

La cosa non sarebbe più così se la valle si trovasse scavata in una serie di strati verticali. Allora non sarà più questione di dire come, risalendo la valle, si passi da strati più profondi,

cioè più antichi, a strati più recenti, come si poteva facilmente conchiudere nel caso in cui gli strati, essendo orizzontali, era naturale che i meno recenti fossero i più profondi; però, mancando questo criterio, ne interverranno altri, come vedremo meglio in altra occasione; notiamo intanto che il caso sarà differente; la valle presenterà ancora sui suoi fianchi gli affioramenti dei diversi strati formanti un *V* diretto verticalmente e col vertice in basso; di più la riunione degli affioramenti laterali generalmente non sarà visibile perchè mascherata dai detriti del *thalweg*.

Può avvenire il caso che una valle sia scavata in una serie di strati inclinati nel senso stesso della valle, ma con un'inclinazione alquanto minore. In tal caso, partendo dallo sbocco della valle per risalirla, passiamo da strati più antichi a strati più recenti, come nel primo caso, in cui si avevano strati orizzontali, e gli affioramenti degli strati presenteranno una specie di *V* inclinato nel senso della valle, e che guarderà col suo apice verso l'alto della valle stessa.

Può invece una valle trovarsi scavata in una serie di strati inclinati di un numero di gradi maggiore che non sia l'inclinazione della valle; allora, rimontando il *thalweg* dallo sbocco, si passerà da strati più recenti a strati più antichi; e gli affioramenti formeranno ancora un *V* inclinato nel senso della valle, ma col vertice che guarderà lo sbocco e non l'alto di questa.

Finalmente una valle potrebbe essere scavata entro una serie di strati inclinati nel senso inverso a quello della valle stessa; allora, partendo sempre dallo sbocco e risalendo il *thalweg*, passeremo evidentemente da strati di origine più antica a strati più recenti, e gli affioramenti convergeranno verso la parte superiore della valle, e per modo che quanto più si sale, tanto più il *V*, formato dagli affioramenti stessi, si affonderà nel *thalweg* della valle.

Si possono verificare degli aspetti molto curiosi nelle valli — intendiamo sempre parlare di valli trasversali — come si verificano spesso nelle nostre valli Alpine.

Abbiam visto la differente configurazione di una valle a seconda che essa trovasi scavata in una serie di strati orizzontali, o verticali, o inclinati nello stesso senso, o inclinati in senso contrario. Orbene, considerando quest'ultimo caso, accade frequentemente nelle nostre valli Alpine che l'erosione avvenga in una massa montuosa formata da strati potentissimi misuranti fino a 100 e più metri di spessore, caso frequente nelle roccie cristalline antiche. È evidente allora, che ciascuno di questi grandi banchi presenta sul fianco della valle una testata di frattura tutta sua particolare, e un aspetto indipendente dal fatto generale che ha determinato la configurazione della valle. Succede allora di vedere una successione di piani orizzontali, o dolcemente inclinati, intercalati a scaglioni a ripido pendìo. Per tal modo ogni fianco della valle viene ad essere diviso in una serie di piani a pendìo alternativamente più o meno ripido. Però azioni posteriori hanno alquanto modificato la condizione delle cose e trasformato ogni faccia meno inclinata in una specie di bacino, ove trovasi una riunione di laghi costituenti come una catena. L'agente che ha determinato questo fatto è l'agente glaciale; i ghiacciai sono quelli che vi hanno determinato un lavorìo di erosione assai accentuato, e vi scavarono dei veri bacini lacustri, a costituire i quali si aggiunsero cordoni di materiali detritici abbandonati da ghiacciai stessi nei diversi periodi di ritiro. Questi laghi intanto si riempiono di vegetazione torbosa costituente un fondo che poco per volta si trasforma in pascolo; tali pascoli ricevettero il nome geologico di *boden*.

Riguardo all'aspetto generale che possono presentare le valli abbiamo un carattere distintivo tra le valli longitudinali di sollevamento e di ripiegamento e le valli trasversali di erosione. È un fatto come le valli trasversali hanno un'ampiezza allo sbocco molto più ristretta di quella di tutta la valle, per cui, se immaginiamo una linea che congiunga i clinali de' due fianchi della valle, essa si presenta molto più sviluppata nella parte superiore che nella parte inferiore del *thalweg*. Così è che quasi tutte le nostre valli Alpine si presentano strozzate allo sbocco, e vanno poi via via allargandosi in alto.

Per le valli invece di sollevamento, o grandi bacini, e per quelle di ripiegamento non si presenta alcun fatto che conduca a questa condizione di cose. Non possiamo dire che una valle di sollevamento si restringa piuttosto in un senso che nell'altro, perchè essa deve seguitare passo passo tutte le peripezìe, a cui vanno soggette le due catene montuose che la chiudono; e se qualcosa possiam dire a questo riguardo si è che, come generalmente le due catene di montagne corrono pressochè parallele, o quanto meno vanno a formare un angolo acutissimo, così ne avverrà che in generale esse chiuderanno una valle avente una testa molto più ristretta che non lo sbocco.

Ad esempio possiamo citare la valle o bacino del Po, chiusa al nord dalle Alpi e al sud dagli Appennini, per modo che ove queste due catene fossero regolarmente e in una sola direzione sviluppate, formerebbero verso ovest un angolo acutissimo. Ne risulta che la valle del Po è ristretta dapprincipio, nella parte occidentale, e va allargandosi ad oriente verso l'Adriatico.

Così pure per le valli longitudinali di ripiegamento non si ha ragione in genere per ammettere che si debba avere il principio della valle più ampio del suo sbocco.

Veniamo ora alle valli di origine mista. Nell'andamento del versante di una catena si presentano delle ripiegature, degli incavi che fanno invito alle acque. Queste vi si raccolgono, erodono, fanno più sentita ogni insenatura, e costituiscono le così dette valli trasversali miste. Proviamo a risalirne una; troveremo anzitutto un *thalweg* molto ristretto e profondo, poi arriveremo ad un certo punto ove il corso si suddivide, e questa suddivisione continua fino a costituire una specie di albero idrografico ramificantesi a centinaia di rivoletti, che tutti vanno considerati come agente erosivo che ha scavato, e che continua a scavare più profondamente la valle. Ora è un fatto che quest'acqua così ramificata ha una potenza erodente notevolissima in estensione, e che in corrispondenza della parte ristretta della valle, dove le correnti originarie si accumulano, questa potenza si accentra ed agisce molto più in profondità. In conclusione, nell'alto della valle abbiamo una potenza erosiva di-

stribuita sopra una grande superficie, e quindi una estesa superficie erosa, modificata; in basso la stessa potenza accentratasi che si esercita in profondità su un'estensione molto limitata, tantochè avremo uno sbocco della valle ristretto, ma un *thalweg* molto profondo, che fa seguito ad un notevole allargamento.

Questa è probabilmente la ragione per cui, là dove una catena secondaria di monti si innesta colla catena principale, generalmente si trovano i valichi tra valle e valle; invero è là appunto che le roccie poterono essere più erose, cosa che non potè succedere nelle altre parti della catena, dove le ripiegature, che invitano le acque a raccogliersi, sono più ampie, e presentano quindi un'estesa superficie all'erosione, la quale perciò si fa piuttosto superficiale e poco profonda.

E così siam venuti all'argomento dei *valichi*, o *colli*, o *passi*. Si dà in generale il nome di valico, colle, passo a certe incisioni più o meno profonde che si verificano nei profili delle catene montuose, e che sono vie di comunicazione tra due valli vicine.

Per ciò che riguarda l'origine geologica di questi colli è molto facile darne una spiegazione.

Possiamo avere *colli di ripiegatura*, i quali, come dice la espressione stessa, sono originati da ripiegature di strati nelle roccie laterali di una montagna; allora evidentemente i due fianchi del colle presenteranno un lieve pendìo e costituiranno depressioni ordinariamente ampie e poco profonde, a cui si dà talora il nome di *selle*. Ma il fatto stesso che può dare origine a ripiegature, può condurre a lacerazioni, e si avrà allora un altro tipo di colli, incisure molto ristrette con pareti assai scabre, che ricevono i nomi speciali di *finestre*, o *breccie*.

Si possono avere colli originati per lacerazione di strati e successivo spostamento di una porzione rispetto all'altra: sono *colli di lacerazione* e *di spostamento*, o *faglie*, come si sogliono indicare con un gallicismo.

Abbiamo finalmente il tipo dei colli più frequenti nelle no-

stre catene Alpine e sono i colli detti di *erosione* o di *denudazione*, i quali, come si comprende facilmente, si formano per l'azione erosiva dell'acqua in una serie di strati inclinati nello stesso senso, ma inegualmente resistenti.

Come si vede, anche nello studio della configurazione dei colli abbiamo dovuto ricorrere alle cause geologiche, che produssero il sollevamento dei rilievi, in cui i colli stessi trovansi incisi. E veramente si può dire, che non esiste un rapporto costante tra l'elevazione dei colli, delle depressioni, e quella delle catene montuose, in cui si aprono, e ciò dipendentemente dalla diversa natura delle roccie che costituiscono queste catene e dalle disposizioni stratigrafiche delle medesime.

W. Hüber pubblicò nel 1866 un trattato, un lavoro di orografia, dov'egli cercò di mettere in evidenza certi rapporti di posizione ed elevatezza dei colli e delle cime che stanno ai fianchi di essi, allineati sulla stessa catena. Arrivò alla conclusione, che non vi è un rapporto costante nell'altezza dei colli di una stessa catena, e neppure fra l'altitudine dei colli e quella delle cime più elevate che formano la catena; trovò invece che tale rapporto varia da catena a catena.

E che non abbia potuto trovare una costanza di rapporto è naturalissimo, poichè non tutte le catene sono costituite da strati della stessa roccia, nè da strati, egualmente comportantisi rispetto all'azione degli agenti esterni. Se queste condizioni si fossero invece verificate, allora ogni agente avrebbe trovato ovunque un campo d'azione in identiche condizioni, e probabilmente avrebbe dato origine in ogni catena a valichi di ampiezza e di elevazione non così svariate come veramente si trovano. Adunque, siccome ogni catena presenta un'ossatura determinata, speciale, e come nelle differenti catene si trovano diversamente distribuite le roccie più o meno resistenti alle azioni modificatrici, così è naturale che gli agenti atmosferici e tutti quei fatti, che vengono a determinare il sollevamento delle montagne e le incisioni che vi si verificano, siansi comportati effettivamente in diverso modo nelle varie catene montuose; è naturale

quindi che le ricerche conducano alla determinazione di rapporti variabili.

Diffatti, i risultati a cui giunse l'Hüber sarebbero i seguenti:

	rapporto di altitudine cime		colli
Catena del Monte Bianco	1,28	ad	1
Catena del Monte Rosa	1,43	»	1
Catena del Bernina	1,35	»	1
Alpi dei Grigioni	1,32	»	1
Gruppo di Tödi	1,30	»	1
Alpi Bernesi — di cui punto culminante è la Jungfrau	1,62	»	1

L'Hüber cercava di stabilire certi fatti, certe leggi di disposizione dei colli per rispetto alle diverse catene montuose senza occuparsi della ricerca delle cause, che li possono aver prodotti. Noi accenniamo nonpertanto ai risultati da lui ottenuti, perchè essi possono essere di guida al geologo nella determinazione di conseguenze di un certo rilievo. Una di queste è la così detta *legge degli sbocchi*, che dice: *I colli più bassi di un gruppo di monti si oppongono precisamente dirimpetto alle cime più alte del gruppo opposto.* Così il colle del Sempione è precisamente dirimpetto alla Jungfrau, cima culminante delle Alpi Bernesi, e il colle della Gemmi trovasi dirimpetto al M. Rosa.

L'Hüber sviluppò poi un'altra legge, la quale si enuncia nei quattro paragrafi o alinea seguenti:

1°. *Risalendo un corso d'acqua di qualche importanza sino alle sue sorgenti, si giunge ad un valico accessibile, per mezzo del quale si passa nella valle opposta.* Così risalendo la valle della Reuss si giunge al gran colle del S. Gottardo, per cui si discende nella parte superiore, originaria della valle del Ticino; risalendo la valle della Dora Baltea, si trova di fronte la catena del Monte Bianco, divisibile in due gruppi di monti, fra cui v'ha una depressione assai marcata in rapporto all'elevazione delle cime che la chiudono, questa depressione è il colle del Gigante, che mette nella valle di Chamonix.

2°. *Quando uno o due fiumi presentano delle deviazioni repentine, i vertici di queste deviazioni, cioè i punti d'inflessione, possono riguardarsi come riuniti da una linea corrispondente ad un valico.* Di queste deviazioni repentine ci offrono un bellissimo esempio il Rodano e l'Aar, che si avvicinano formando l'uno un gomito rivolto al nord e l'altro un gomito rivolto al sud, i quali, riuniti con una linea immaginaria, si troverebbero in corrispondenza del colle di Parpan sulla catena interposta. Una deviazione ben marcata ci presenta anche la Dora Riparia a Susa in corrispondenza del passo importantissimo del Cenisio.

3°. *Se un fiume scorre perpendicolarmente ad un altro, sul prolungamento della perpendicolare trovasi quasi sempre un passaggio di montagna.* Così, corrispondentemente al S. Gottardo, la Reuss corre da sud a nord ed il Ticino invece da ovest ad est, prolungando la direzione della Reuss, normale al corso del Ticino, si arriva appunto al gran colle del S. Gottardo.

4°. *Se due fiumi scorrono l'uno parallelo all'altro, ma dirigendosi verso punti opposti dell'orizzonte, in genere, riunendo con una linea le sorgenti dei due fiumi, dove quella attraversa la catena, che li separa, si ha un valico.* Così, ad esempio, consideriamo il corso della Dora Baltea in confronto con quelli della Dranse in Svizzera e dell'Isère in Francia. Il corso superiore della Dora Baltea è in direzione ovest-est, parallelamente alla Dranse, che va invece da est ad ovest, e dell'Isère che scorre pure da est ad ovest. Orbene, se riuniamo con una linea le sorgenti della Baltea e quelle della Dranse, attraversiamo la catena delle Alpi per mezzo del Gran S. Bernardo, e se riuniamo le sorgenti stesse della Dora a quelle dell'Isère, attraversiamo le Alpi per mezzo del Piccolo S. Bernardo.

Ed ora a compiere l'argomento dei rilievi terrestri non ci rimane a parlare che degli *altipiani*, delle *pianure* e delle *depressioni*.

Sono gli altipiani, come indica la denominazione stessa e come già dicemmo, parti della superficie terrestre molto elevate, ma che terminano con un piano, o per meglio dire, con

una regione pianeggiante di notevole estensione, e relativamente poco accidentata. Ne sono esempî quello del Tibet in Asia, e l'altipiano Abissino o Etiopico nell'Africa.

Gli altipiani non presentano per noi una grande importanza, per cui diremo solo, ch'essi possono distinguersi in varie categorie a seconda della loro scarpa d'accesso. Abbiamo infatti altipiani, a cui si accede per mezzo d'una specie di gradinata, e di quelli, la cui via d'accesso è costituita da un piano inclinato a pendìo più o meno dolce.

Le pianure poi si possono dividere in *orografiche* e di *riempimento*. Le pianure orografiche sono generalmente le più estese, e risultano da un vero sollevamento, o da portata a giorno di un fondo marino. Esse sono formate da un vero deposito di materiale consolidatosi sul fondo del mare stesso, e sollevato a poca altezza sul livello attuale degli oceani.

Invece le pianure meno estese sono quelle di riempimento, e risultano formate per opera dei fiumi, dei torrenti, ecc. Non sono mai costituite da roccia in posto, ma solo da materiali detritici, e perciò si presentano come regioni dotate di migliori condizioni di abitabilità che non gli altipiani.

Riguardo all'aspetto che presentano le pianure si può dire che in generale esse si mostrano con una grande monotonia, specialmente se sono di ampia estensione, come appunto le pianure orografiche; in genere però sotto questo punto di vista non si avrebbe una differenza marcatissima, se questa non fosse dipendente dalla vegetazione. Per quest'ultimo riguardo si hanno diversi tipi di pianure. Noteremo fra quelle estremamente fertili, produttive, i *polders* dell'Olanda, i *moors* dell'Inghilterra, la *puszta* in Ungheria, molto probabilmente fondo di un antico lago, la *regione delle terre nere* in Russia tra i corsi del Don e del Dnieper, specialmente dove, per lo spessore fin anche di 20 metri, si hanno terre ricchissime di *humus*, e quindi fertilissime, salvo in quei punti ove l'acqua ristagna, e meravigliosamente produttive, particolarmente in cereali. Altre pianure si prestano molto bene alla vegetazione erbosa, se pur non si presentano atte appena a fornire un magrissimo pascolo, come

ad esempio le *lande* di Guascogna in Francia, costituite di sabbia, talvolta cementata a guisa di una arenaria, che a nul-l'altro può servire, senonchè di pascolo, e ancora di magrissimo pascolo. In identiche condizioni troviamo le *steppe* di Russia, pianure immense costituite da rottami di roccia, e atte appena ad una scarsa vegetazione erbacea, che varia di aspetto secondo le diverse stagioni dell'anno. Le *steppe* Asiatiche riproducono press'a poco in Asia le *steppe* Russe. Desolate si presentano le *toundre* della Siberia, le quali rimangono gelate per la maggior parte dell'anno, e non godono quindi che d'una scarsissima vegetazione provvisoria.

Gran parte del continente Americano settentrionale si presenta atto alla vegetazione erbacea, più in basso diventa ricco di vegetazione di arbusti, trasformandosi in *savana*. L'estensione di questa prateria Americana si ritiene superiore a 9.000.000 di km. q. Nella parte occidentale, fra le Montagne Rocciose ed il Grande Oceano, si hanno altre pianure, specie di deserti salati, estesi specialmente nel Messico, che si sogliono chiamare *despoplados*. Nell'America Meridionale poi abbiamo le immense solitudini, che si estendono verso le Ande di Caracas, e che si chiamano *llanos;* la loro superficie può valutarsi pari a quella della prateria Americana settentrionale, cioè superiore a 9.000.000 di km. q. Inoltre ai *llanos* fanno seguito i *silvas* per un tratto di oltre 8.000.000 di km. q. Nei *llanos* si hanno epoche di veramente lussureggiante vegetazione, che in talune altre epoche scompare affatto per convertirli in un deserto infuocato. Più in basso si hanno finalmente i *pampas* erbosi e salati della Plata.

Un tipo di pianure, che si avvicinerebbe piuttosto al tipo dei veri deserti, è quello delle pianure dell'Australia, che passano sotto il nome speciale di *scrubbs*.

Si debbono infine annoverarvi i *deserti*, pianure sabbiose, sterili, affatto prive di vegetazione, se si tolgono alcune *oasi* sparse qualchevolta ed a lunghi tratti in mezzo a quelle grandi estensioni di terre, dove l'aridità domina sovrana. Ne è un esempio notissimo il Sahara, o Gran Deserto dell'Africa, divisibile in due: sotto una parte di esso scorre una falda acquea che, come già ve-

demmo in altra occasione, erompe a tratti costituendo appunto attorno a queste specie di sorgenti piccole regioni, ove la vegetazione si fa ricca e potente, che prendono il nome di *oasi*; l'altra parte del Gran Deserto, l'orientale, è tutta sabbiosa; ad essa si dà il nome di *Sahel*, da cui partono le dune. Tenendo conto delle condizioni litologiche e petrografiche, si ha motivo di credere che il Sahara non sia altro, fuorchè un fondo di mare emerso. Anche nell'Asia troviamo dei deserti abbastanza estesi: tali quelli dell'Arabia Petrèa, di Gobi, della Mongolia, ecc.

Finalmente le depressioni non sono che pianure più o meno ampie, che si trovano a livello più basso di quello del mare. Così la valle del Giordano, che trovasi a 393 metri sotto il livello del Mediterraneo, il Caspio, il cui livello è ancora di 26 metri sotto quello del Mediterraneo, ed una parte del Sahara, verso Algeri, che trovasi a 104 metri sotto il livello dell'oceano.

CAPITOLO III.

Idrografia.

Esaminato rapidamente come siano disposte le masse solide terrestri, e quale aspetto dia alla superficie della terra la distribuzione delle accidentalità orografiche, per stabilire quali siano le condizioni attuali della terra nostra dobbiamo ora occuparci della parte liquida di essa, del come cioè siano distribuite sul globo terrestre le masse acquee.

Vedremo nella geologia dinamica come una grande maggiogioranza, per non dire la totalità, dei fenomeni terrestri, tanto esogeni che endogeni, debbano la loro origine a questo agente universale, che si potrebbe considerare come il vero sangue del grande organismo terra.

D'onde viene quest'acqua che si accumula e che scorre alla superficie della terra, per raccogliersi poi nelle grandi depres-

sioni? Proviene dall'atmosfera, e più precisamente dalla condensazione dei vapori atmosferici. Come i vapori atmosferici vengano a condensarsi sulle varie parti della terra emersa, vengano a costituire i mari, è quello che vedremo meglio più avanti; ci basti per ora constatare come la sorgente di tutte le masse acquee, che troviamo alla superficie e nelle viscere della terra, è la condensazione dei vapori dell'atmosfera.

La precipitazione dei vapori atmosferici avviene in diversi modi a seconda delle correnti aeree che li portano nelle diverse regioni della terra, e a seconda dell'orientamento delle montagne che si possono considerare come agente precipuo di tale condensazione; ma anche di questo ci occuperemo a suo tempo. Noi considereremo ora adunque le acque come già formate alla superficie della terra, e vedremo come esse si distribuiscano.

Una parte di queste acque prodotte dalla precipitazione dei vapori atmosferici scorre superficialmente, accumulandosi nelle depressioni a determinato pendìo verso un punto dell'orizzonte, e costituisce le così dette correnti continentali o superficiali. Un'altra parte di quelle acque però compie la sua discesa molto meno rapidamente di quel che succeda per la parte costituente le correnti liquide, cioè una parte si accumula verso la sommità dei monti e vi costituisce ammassi più o meno considerevoli di ghiaccio, i quali sono bensì dotati di movimento di discesa, che però si effettua con grande lentezza in confronto di quello delle masse liquide correnti. Per cui i ghiacciai debbono essere considerati come vere correnti acquee terrestri dotate di un movimento lento di discesa. Un'altra parte ancora si infiltra nelle viscere della terra, e può discendervi a grandi profondità. Allora questo agente acqueo, sotto l'azione di temperature elevatissime, che si svolgono appunto nelle viscere terrestri, può trasformarsi in un agente impellente, di tensione tale da determinare dei fenomeni endogeni di grande importanza: a ciò la causa dei fenomeni vulcanici. Ma non tutta l'acqua che si infiltra nella terra discende a grandi profondità; una parte di essa scorre nel sottosuolo e viene a costituire un regime idrografico sotterraneo, che fa perfetto riscontro al re-

gime idrografico superficiale. È evidente che sia quell'aqua la quale scorre sotto forma di torrenti, di fiumi, e in genere di correnti liquide superficiali, sia quella che scorre ancora superficialmente, ma sotto forma di ghiacciai, sia quella che può discendere a grandi profondità, sia quella infine che scorre nel sottosuolo sciogliendo e stemprando le roccie, nel suo complesso l'agente acqueo insomma deve determinare, se non la totalità, certo gran parte dei fenomeni, che modificano la superficie terrestre.

Ma intanto i fiumi finiscono per arrivare al mare, e noi dobbiamo considerare il mare come quello che accoglie tutte le acque provenienti dalla superficie continentale, e le tiene in serbo, finchè, pel fatto dell'evaporazione, ritornino in vapori nell'atmosfera, d'onde poi questi, condensati, ricadono sui continenti. Ma il mare ha ben altro còmpito ancora: nel mare si raccolgono i materiali portati dalle correnti sciolti o stemprati, e questi sono quelli che col tempo costituiscono gli strati, e riempiono le depressioni, formando dei fondi oceanici che possono venire a giorno, e costituire delle nuove terre, le quali, si può quindi ben dire, hanno avuto per culla il mare.

Noi dunque dobbiamo cominciare lo studio delle acque precisamente dalla massa più imponente di esse, qual'è certamente quella che si può considerare come sede dei più importanti fenomeni tellurici. Per ciò che riguarda l'oceano, noi ci occuperemo soltanto dei fenomeni che possono avere una certa importanza geologica. Senza entrare in tante particolarità relative a tutta la massa oceanica, converrà che abbiamo una conoscenza un po' più particolareggiata dei mari che sono in immediato rapporto colla nostra Europa, e specialmente colle regioni più meridionali di essa.

Cominciando dall'oriente troviamo il Mare d'Azof, chiamato a ragione dagli antichi Palude Meotide; invero la sua profondità massima arriva appena ai 13 metri, la sua media profondità cade fra i 9 e i 10 metri, quindi non può meritare gran che il nome di mare.

Abbiamo poi il Mar Nero, sulla profondità del quale poco si conosce, inquantochè fino ad oggi non si fecero scandagli

numerosi; si sa però essere divisibile il suo fondo in due bacini, l'uno orientale e l'altro occidentale. Nel bacino occidentale la massima profondità verificata è di 1957 metri, nell'orientale si hanno profondità maggiori.

Troviamo poco più a mezzogiorno il piccolo Mare di Marmara, la cui profondità è di 1343 metri all'incirca; nessuno dei due stretti che lo fanno comunicare col Mar Nero e coll'Egeo ha profondità maggiore di 30 metri.

Viene in seguito il Mar Mediterraneo, ancor esso con fondo divisibile in due bacini, l'uno compreso fra l'Asia Minore, l'Africa, la Sicilia, l'Italia e la Grecia, l'altro ad occidente della penisola Italica fino allo stretto di Gibilterra. Una parte del bacino orientale ricevette il nome di Mar Egeo; esso circonda le tante isole dell'Arcipelago Greco, ed ha una profondità media di 550 metri. Per altra parte a nord dell'isola di Candia si ha una profondità di metri 2030, e tra Creta ed Alessandria di Egitto un'altra di 3340 metri; per cui la profondità massima del bacino orientale si può ritenere di 4000 metri, ed anche più. I due bacini sono separati da una specie di scogliera sottomarina, a cui accennammo già, e che unisce la Sicilia per mezzo delle isole vicine all'Africa; le massime depressioni che si incontrano in questo cordone sottomarino arrivano appena a 300 metri; sicchè basterebbe un leggiero sollevamento di questo cordone roccioso, perchè l'Italia risultasse unita all'Africa. La massima profondità verificata nel bacino occidentale del Mediterraneo è di 3200 metri; in corrispondenza dello stretto di Gibilterra si ha appena una profondità di 55 metri, press'a poco uguale a quella che si ha nel Canale della Manica.

Riguardo all'Adriatico, parte importantissima del Mediterraneo per noi, esso presentasi come il seguito della valle del Po; in corrispondenza del promontorio del Gargano trovasi una specie di istmo subacqueo, che unisce l'Italia alla costa della Dalmazia; al nord di questo istmo sottomarino avremmo una fossa profonda 310 metri; ad essa fa seguito una seconda fossa, compresa fra l'istmo suaccennato e il Canale d'Otranto, la cui profondità è di 1033 metri. Qui inoltre si verifica il fatto

messo in evidenza dal Dampier, che cioè, corrispondentemente alle coste della Dalmazia si hanno profondità marine molto più marcate che non verso la penisola Italiana, per cui il Mare Adriatico ubbidirebbe alla legge, cui già alludemmo, ossia che le depressioni oceaniche presentano versanti a pendìo disuguale, e che precisamente il più scosceso fa seguito al fianco di una costa più ripida. Tutti sanno invero come le coste della Dalmazia si presentano irte di roccie elevate, che cadono quasi a picco in mare, facendo contrapposto al dolce pendìo della costa d'Italia.

Riguardo al livello dell'oceano possiamo dire, che esso è uguale dappertutto, giacchè le masse oceaniche sono comunicanti. Cionondimeno si sono verificate delle differenze di livello tra alcuni mari separati da istmi: tali, ad esempio, il Mar Rosso ed il Mediterraneo, già separati dall'istmo di Suez, il Mar delle Antille e il Grande Oceano, separati dall'istmo di Panama. Però di mano in mano che le livellazioni si ripetono attraverso agli stretti, e si fanno con maggior diligenza, tali differenze vanno via attenuandosi ed anche scomparendo; quindi possiamo ritenere, che a identità di condizioni il livello dell'oceano sarebbe eguale dovunque; ciò non toglie però che differenze, e spesso marcatissime, possano sussistere specialmente in tempo di marea o di tempesta.

Così si credeva che il livello del Mar Rosso fosse 10 metri più alto che non quello del Mediterraneo, e di ciò si tenne conto quando si parlò del taglio dell'istmo di Suez nel 1846-47; però, quando si ripeterono le misure, si verificò che questa differenza conveniva ridurla più esattamente a pochi centimetri, e oggidì finalmente è provato che tale differenza in realtà non esisteva. Cionondimeno può darsi benissimo che in certe epoche il livello del Mediterraneo fosse alquanto inferiore a quello del Mar Rosso; e ciò, per esempio, in coincidenza dello spirare dei così detti monsoni, venti, di cui ci occuperemo a suo tempo. I monsoni spirano molto forti nell'Oceano Indiano, e determinano dei movimenti a spirale nelle masse aeree capaci di pro-

durre delle vere tempeste, per cui nulla di più facile che in seguito allo spirare dei monsoni una massa d'acqua fosse spinta nel Mar Rosso e venisse ad innalzarne il livello. D'altronde tutti sappiamo che in tempo di alta marea si eleva il livello delle acque marine, e che l'onda di alta marea si trasporta sulla superficie oceanica, impiegando per questo tragitto un determinato periodo di tempo; ora può benissimo avvenire che tale fenomeno induca provvisoriamente una differenza di livello tra due mari vicini, ma non comunicanti. Trattasi però sempre di un disequilibrio provvisorio, il quale non si verificherebbe, qualora potessimo far astrazione dello spirare di certi venti e del manifestarsi delle onde di marea.

Passiamo ora allo esame di alcuni tra i principali fenomeni del mare; tra essi uno colpisce molto i naviganti ed è la *colorazione* molto varia delle acque dell'oceano. Questo fatto però non è di grande importanza nella geologia. Alcune colorazioni delle acque marine sono dovute generalmente alla presenza di un numero stragrande di organismi; così è della colorazione rossa che presenta in alcuni suoi punti il Mar Rosso, colorazione dovuta alla presenza di moltissime alghe dal colore rossiccio; così può in certe località manifestarsi una tinta gialla, dovuta alla presenza di molti piccoli crostacei caratterizzati da questo colore. Parimenti può la colorazione speciale delle acque provenire da minutissime particelle di materia inorganica sospese nelle acque stesse; per tal ragione appunto il Golfo di Guinea presenta una tinta bianco-lattiginosa. Ma in generale le acque del mare, vedute in massa, presentano una tinta verde azzurrina, la quale è tanto più marcata quanto maggiore è la quota dei sali che vi si trovano disciolti. Nè questo si verifica soltanto per le acque marine, ma anche per le acque di terra. Si vuole che la tinta azzurra presentata dal Rodano all'uscire dal Lago di Ginevra sia appunto dovuta alla presenza di taluni sali in soluzione.

Adunque le tinte speciali più o meno varie che possono presentare certe regioni oceaniche sono dovute alla presenza di sali

disciolti o di organismi, sia vegetali sia animali, in quantità estremamente grande.

Altro fatto di molto maggiore importanza pel geologo è quello della *salinità* dei mari. La salinità delle acque del mare è da taluni confusa colla *salsedine;* in fondo in fondo non è grande la differenza, però conviene stabilirla.

Si dà il nome di *salinità* alla quota di sali minerali in genere che si trovano disciolti in un quantitativo di acque marine; mentre invece la *salsedine* si riferisce soltanto alla quota di cloruro di sodio, o sal marino, che rappresenta i 27/34 del quantitativo di sali in genere disciolti nel mare. La salinità non è uguale dovunque, cosa questa di grande rilievo. Come questi materiali minerali disciolti nelle acque del mare possono in determinate condizioni precipitarsi e costituire dei sedimenti, così noi possiamo dalla quota maggiore o minore di sali che si trova in certi strati argomentare del grado di salinità che dovevano avere certi mari, quando si formarono determinati sedimenti in fondo ai medesimi. Di più, se i sali stanno nelle acque dei mari, havvi senza dubbio un perchè; questo perchè sta nel fatto, che quei sali sono assolutamente indispensabili per lo sviluppo di certi organismi marini. Come mai immaginare lo sviluppo dei grandi banchi di coralli e di madrepore, se questi organismi non potessero prendere dagli oceani il quantitativo di calcare necessario alle loro costruzioni colossali? Quindi dai grandi accumuli fossilizzati di madrepore e coralli possiamo argomentare della presenza in quel luogo, ove li troviamo, di un mare molto ricco di sostanze minerali, non già eccessivamente mineralizzato, ma nei limiti convenienti allo sviluppo di quegli organismi.

Il diverso grado di salinità delle acque marine ha un'altra grande importanza; è forse quella la causa, per cui si costituisce un grande rimescolarsi delle acque marine, la causa cioè della formazione di correnti oceaniche, giacchè, se immaginiamo due masse d'acqua comunicanti dotate di diversa salinità, la loro densità è differente e, per un principio notissimo di idro-

statica, comunicando fra loro, la conseguenza immediata sarà lo stabilirsi di correnti e contro-correnti di compensazione, le quali tenderanno a ristabilire l'equilibrio di densità, e quindi anche quello di salinità. Perciò probabilmente le correnti oceaniche sono dovute, se non totalmente, almeno in gran parte alle differenze di salinità, o di densità, fra le diverse regioni dell'oceano.

D'onde proviene la salinità diversa delle acque oceaniche? Il diverso grado di salinità è in rapporto con diversi fatti tellurici.

Immaginiamo un bacino d'acqua soggetto per latitudine ad una evaporazione molto marcata, e supponiamo che l'acqua esportata per questo fatto non sia compensata sufficientemente dal quantitativo di acque dolci, o dotate di poca salinità, che vi portano i fiumi. Manifestamente crescerà il grado di salinità del bacino stesso, e vi crescerà tanto più, quanto maggiore è l'evaporazione e quanto minore è la massa d'acqua che viene a sostituire quella evaporata. E siccome le diverse regioni oceaniche non trovansi tutte in identiche condizioni rispetto all'evaporazione ed al quantitativo d'acqua che ricevono, abbiamo in ciò una spiegazione del diverso grado di salinità di masse oceaniche anche comunicanti. Si trovano in tali condizioni l'Atlantico ed il Mediterraneo, il Mar Rosso e l'Oceano Indiano; ed ecco quindi — non potendo ammettere un abbassamento del Mediterraneo o del Mar Rosso, abbassamento che in realtà non si verifica — la necessità che si stabiliscano delle correnti, le quali vengano a compensare il quantitativo d'acqua mancante per soverchia evaporazione relativa.

Vi sono mari che godono di un grado di salinità minore pel fatto della grande quantità di ghiacci che in essi vengono a fondersi. Tutti sanno come in certe regioni i mari si presentino coperti da una crosta di ghiaccio, che in certe epoche dell'anno si rompe in massi enormi, che vengono poi portati in basso, verso regioni, ove il clima è più mite, e dove finiscono per fondersi. Quindi, se riflettiamo che tali ghiacci hanno dimensioni così grandi da meritare davvero l'appellativo di mon-

tagne di ghiaccio, e che l'acqua allo stato solido contiene una quantità piccolissima di sostanze minerali in confronto delle acque oceaniche liquide, ci sarà facile comprendere come, per la fusione di ammassi di ghiaccio, possa una determinata plaga dell'oceano presentare un grado di salinità minore.

Si hanno altri fatti ancora che determinano la differente salinità dei mari.

Abbiamo detto come il mare abbia l'importantissimo còmpito di provvedere allo sviluppo di certi organismi fissatori, che in esso hanno dimora perenne. La presenza e lo sviluppo in grande di queste vegetazioni e animalizzazioni marine possono determinare certamente una diminuzione nel grado di salinità del bacino, in cui si trovano, diminuzione, che dovrà poi venire compensata, perchè la vegetazione e la vita possano esservi mantenute.

Ma *ab origine* come sarà cominciata la salinità dei mari? È un fatto che le acque dei fiumi non sono affatto prive di sostanze minerali; non possiamo immaginare una qualunque delle acque correnti, che non contenga in soluzione, od in sospensione, alcuni sali minerali. Invero tutte le roccie, per cui passa una data vena acquea, devono cedere alcuni determinati elementi ch'esse contengono, sicchè quella non potrà giungere al mare senza portarvi il suo quantitativo più o meno grande di sali. Inoltre, quando una massa acquea è soggetta all'evaporazione, i sali che in essa sono stemprati o disciolti, rimangono; per cui possiamo ammettere che l'origine prima dei sali che si trovano nell'oceano sta nel quantitativo stesso dei sali che i fiumi tolgono alle roccie da essi attraversate e che recano al mare.

Altri ammettono che una gran parte specialmente de' cloruri metallici, ora sciolti nelle acque marine, fosse allo stato di gaz nell'atmosfera primordiale della nostra terra; che le acque delle prime pioggie abbiano formato il primo mare, il mare primordiale o caotico del Werner; e che queste pioggie appunto abbiano dilavata l'atmosfera da quei cloruri metallici, arricchendone invece le acque marine.

Qualunque siasi l'origine vera della salinità dei mari, se i fiumi continuamente trasportano nuovi sali al mare, se continuamente si vanno evaporando le acque oceaniche, rimanendo pur sempre non evaporati i sali minerali in esse contenuti, la più naturale conseguenza sarebbe per noi, che dovrebbe sempre aumentarsi la salinità dei mari. Se ciò effettivamente non avviene havvi una buona ragione nel fatto, a cui abbiamo già parecchie volte accennato, vogliamo dire che ciò non avviene, perchè una gran parte dei sali, che vengono al mare, è fissata da un numero stragrande di organismi marini, e come questi e i loro lavori si estendono su immense regioni oceaniche, e per movimenti del suolo una parte degli ammassi rocciosi, così costrutti, finisce per emergere, si comprende come questo possa impedire l'aumento di salinità dei mari. Per cui possiamo dire in conclusione: è vero che le correnti superficiali portano di continuo materie minerali nelle acque marine, ma è nondimeno vero che in queste trovansi organismi, i quali non fanno che sottrarre, assimilare e fissare quelle, costruendo nuove terre, che un momento o l'altro verranno a giorno pei movimenti, cui è soggetta la massa solida della terra, eliminando continuamente sostanze minerali dalle acque del mare, mentre esse continuano ad esserne provviste per opera dei fiumi.

Premesso che le diverse regioni dell'oceano effettivamente non godono tutte dello stesso grado di salinità, e premesso pure che questo grado è oscillante anche per una stessa regione, col variare di numerose circostanze influenti, si comprende come sia estremamente difficile il poter stabilire con tutta sicurezza la vera media salinità dell'oceano; e tale difficoltà spiega come, secondo i diversi autori, noi troviamo corrispondere questa media a cifre diverse: il Bischoff la ritiene di 35,27 00/00, il Forchammer invece di 34,4 00/00. Per cui possiamo ammettere che oscilli dai 34 ai 35 00/00 la media salinità del mare. Pel Pacifico si ha appunto una media di 35 00/00, e così pure pel Mare delle Indie; pel Mar Rosso 43 00/00; per l'Atlantico 36 00/00, cioè alquanto superiore a quella che si ha pel Pacifico; pel Mediterraneo è 38 00/00. La media generale è di

39 00/00 in corrispondenza del Golfo delle Sirti. È minore nei mari polari, 33 00/00 nella Baia di Baffin; è 19 00/00 nel Mar Nero, bacino ristretto ove mettono foce grandi fiumi; 5 00/00 nel Baltico, e appena 2 00/00 in una porzione di esso corrispondente alla costa di Cronstadt, per cui il Baltico rappresenta quasi un mare d'acqua dolce in confronto alla salinità delle altre masse oceaniche. Ciò dipende da che nel Baltico hanno foce grandi e numerosi fiumi, e non è facile la via alle correnti di compensazione pel canale marino che lo unisce al Mare del Nord.

Il cloruro di sodio, come già dicemmo, rappresenta i 27/34 delle sostanze minerali contenute nel mare, il che vuol dire 75,79 0/0, i 3/4 circa. Riporteremo a questo proposito dal Régnault l'analisi delle acque marine. Troviamo su mille parti di acqua marina queste proporzioni per le diverse sostanze che la compongono:

Acqua chimicamente pura . . .	964,70
Cloruro di sodio	27,00
Cloruro di potassio	0,70
Cloruro di magnesio	3,60
Solfato di magnesio	2,30
Solfato di calcio	1,40
Carbonato di calcio	0,03
Bromuro di magnesio	0,02
Residuo complesso.	0,25

A quella piccola quantità di carbonato di calcio, cioè al quantitativo di 0,03 00/00 sono dovute tutte le costruzioni organiche marine, cioè i gusci delle conchiglie e le isole coralline e madreporiche, produzioni costituite in massima parte da carbonato di calcio. Riguardo al residuo estremamente complesso che è rappresentato da 0,25 00/00, in esso figurano il fluorio, il solfo, il fosforo, il silicio, il boro, l'alluminio, lo stronzio, il bario, il rame, il piombo, lo zinco, il cobalto, il nichel, il manganese, l'arsenico, l'argento, ecc. In una parola, quasi tutti i diversi corpi elementari vi sono sicuramente rap-

presentati, anzi taluno ammette, che addirittura tutti i corpi che costituiscono la terra nostra, in quota maggiore o minore, si trovino disciolti o sospesi nelle acque dell'oceano, perchè tutte le roccie, essendo più o meno solubili o stemprabili, debbono inevitabilmente cedere parte di sè al mare.

Abbiam detto però che il cloruro di sodio rappresenta i 3/4 circa delle sostanze disciolte o sospese nelle acque oceaniche; taluno ha calcolato, stando alle cifre stabilite, che, ove negli oceani tutto il cloruro di sodio si costituisse in una sola roccia, potrebbe formare uno strato avente 50 metri circa di spessore; ciò equivarrebbe a non meno di 20 milioni circa di km. c. di sale marino che si potrebbe avere dalla completa evaporazione delle acque oceaniche.

Questo calcolo, che pare futile, ha grande importanza per il geologo, che può venir messo nella possibilità di dare spiegazione di certi fatti. Tutti sappiamo come nella Polonia e precisamente a Wielicska si hanno giacimenti straordinariamente grandi di salgemma. Nel fare i lavori di escavazione si potè constatare, che assieme al cloruro di sodio trovansi intercalati strati più sottili di altre sostanze solubili nell'acqua, e precisamente di alcune sostanze minerali, che oggidì trovansi col sal marino disciolte nelle acque del mare; di più si è osservato che la proporzione di questi strati rispetto a quelli di salgemma sarebbe precisamente la stessa che si verificherebbe per quelle sostanze nelle acque dell'oceano, ove queste si lasciassero in condizioni tali da poterne avere la precipitazione e formazione degli strati. Orbene, tenendo conto di questi tre fatti, cioè: 1° la presenza di altre sostanze oltre al cloruro di sodio in quei depositi di salgemma; 2° la successione che presentano gli strati di queste sostanze corrispondente alla diversa solubilità delle medesime; 3° la proporzione che corre fra gli uni e gli altri strati, proporzione verificantesi anche nelle acque marine, tenendo conto, diciamo, di questi tre fatti, si potè stabilire che i depositi di salgemma non risultano che da lembi marini, i quali vennero rinchiusi entro le terre, staccati dalle grandi masse oceaniche, e soggetti all'evaporazione, finchè vi rimasero depo-

sitati gli strati minerali. Un qualcosa di simile pare debba verificarsi per il Mar Morto, che si dice non sufficientemente alimentato dal fiume Giordano, e che, soggetto ad una fortissima evaporazione, si presenta con un livello di 393 metri più depresso del Mediterraneo e con una salinità di 245 00/00, e sarebbe destinato a scomparire per dare luogo appunto ad un deposito di salgemma.

Sulle coste del Mar Nero si hanno i così detti *limani*, da cui la Russia estrae quasi tutto il sale di cucina; uno solo di essi fornisce in un anno 120.000 tonnellate di cloruro di sodio.

Ed ora ritorniamo per un momento a quello che dicemmo dapprincipio; supponiamo che il bacino orientale del Mediterraneo venisse a chiudersi pel fatto del sollevamento di quel cordone sottomarino che unisce l'Italia all'Africa a profondità non inferiore ai 300 metri, e supponiamo fosse tolta a questo bacino ogni comunicazione colle altre masse oceaniche, non andrebbe a lungo che lo troveremmo in via di scomparire, come avviene pel Mar Morto, ed a trasformarsi in deposito di salgemma.

Fra i corpi elementari che si trovano nelle acque dei mari abbiamo accennato ad alcuni metalli e fra essi al rame, al piombo ed allo zinco; questi tre metalli furono incontrati in quantità piccolissime, ma pure furono rinvenuti, e precisamente nelle ceneri di un'alga. Il cobalto, il manganese ed il nichel furono trovati nelle ceneri di un'altra alga, la *Zoostera marina*. In alcuni zoofiti si rinvenne dell'argento, e Forchammer, facendo numerose analisi, potè rinvenire lo stesso metallo in proporzione di 3 milionesimi. Le rivestiture dei bastimenti mercantili in genere sono fatte di una lega che porta il nome di *metallo giallo* e che risulta composta di rame, stagno, zinco, piombo e ferro; specialmente per le navi che fanno viaggi lunghi attraverso ai grandi mari, le rivestiture vengono cambiate, inquantochè hanno subìto alterazioni notevoli e non potrebbero più servire bene al loro scopo. L'analisi di queste piastre fuori di uso ha messo in rilievo che si arricchiscono di argento. In Olanda su 300.000 kg. di metallo giallo che si ebbero in un

anno dalla svestitura di navi si potè constatare la presenza di 90 kg. di argento sottratto per via elettro-chimica alle acque del mare. Il Maury, che si è occupato molto dello studio di questioni relative all'oceano, ha voluto prendere questo dato come base di un calcolo, forse esagerato, ma che, ripetuto da altri osservatori, avrebbe dato per risultato, che si può ritenere la presenza dell'argento nel mare in ragione di 2 milioni di tonnellate. Questo fatto è di grande importanza specialmente se riflettiamo alla presenza nelle roccie sedimentarie marine di certi minerali argentiferi che si mostrano depositati per vera precipitazione chimica; se ne trova la probabile spiegazione nel fatto della presenza dell'argento nelle acque marine. Così forse per alcune galene argentifere che si riscontrano entro roccie calcaree in lenti, in nuclei, in ammassi, in nodi più o meno voluminosi a far parte degli strati di calcare, noi possiamo spiegare benissimo questa giacitura particolare ammettendo, che quelle galene provengono da una quantità di piombo e di argento che si poteva trovare disciolta nelle acque marine, come se ne trova anche oggidì.

Finalmente a compiere l'argomento relativo al materiale che si trova nelle acque dei mari dobbiamo accennare ancora all'aria che vi si riscontra in proporzioni maggiori che non nell'acqua dolce. Oltracciò troviamo ancora dell'ossigeno, indipendentemente da quello che entra nella composizione dell'acqua e dell'aria, disciolto per suo conto nelle acque marine.

Ed ora passiamo ad un altro fenomeno importantissimo dell'oceano. La massa acquea dei mari è ben lungi dall'essere stagnante; non è certo fluente come quella dei fiumi che solcano la superficie terrestre, ma però dobbiamo distinguere bene le condizioni in cui si trovano le acque dell'oceano da quelle che caratterizzano la vera acqua morta; le masse oceaniche, possiamo dire, sono in un continuo rimutamento. Diffatti, noi abbiamo solamente a considerare che nelle sue varie parti l'oceano si trova soggetto a temperature differenti e spesso molto differenti, e basterà questa sola osservazione a togliere la pos-

sibilità che le acque rimangano immobili. Basterà ciò solo a farci ammettere come esse invece debbano rimutarsi di continuo, poichè ad ogni aumento di temperatura delle acque del mare in una data regione corrisponde naturalmente una diminuzione nella densità delle acque che vengono riscaldate, e come queste sono in comunicazione con masse oceaniche a temperatura meno elevata, e quindi più dense, si devono costituire correnti di compensazione, finchè si venga a stabilire un equilibrio di densità, il quale corrisponda ad un equilibrio termico. Ma raggiunto per ipotesi questo equilibrio, sussistendo sempre le cause perturbatrici, in forza delle quali avvenne il disequilibrio, si verificherà nuovamente lo stesso fatto, quindi il manifestarsi di un continuo disequilibrio nelle masse oceaniche ed un corrispondente rimescolarsi delle medesime per mezzo di correnti compensatrici. Ma alle diversità di temperatura che si verificano nelle diverse plaghe dell'oceano corrisponde ancora un altro fatto di non lieve importanza, inquantochè dove maggiore è la temperatura, anche maggiore avviene l'evaporazione delle acque, quindi a parità di superficie è molto più ragguardevole il quantitativo di acqua evaporata nei mari tropicali, corrispondenti a regioni più calde della terra, che non in quelli delle regioni più fredde. E questo fatto deve cagionare manifestamente delle contro-correnti antagonistiche alle prime. Diffatti, immaginiamo le acque dell'oceano perfettamente tranquille, per causa di una maggiore potenza locale di evaporazione una falda acquea di spessore più considerevole verrà a mancare in certe regioni in confronto di certe altre; da ciò ne verrebbe una relativa deficienza che deve essere compensata come impossibile a mantenersi in masse acquee comunicanti. Quanto maggiori saranno le falde acquee che vengono ad eliminarsi per evaporazione nelle differenti regioni dell'oceano, tanto maggiore sarà l'incentivo a che intervengano le contro-correnti a ristabilire il livello.

Contemporaneamente al fatto ora considerato, un altro ne succede, ancor esso di grande importanza. Quanto maggiore è la potenza evaporante, di cui gode un tratto della superficie oceanica, tanto maggiore riesce anche l'arricchimento di sali disciolti

nell'acqua che rimane in quella regione, per ciò che dicemmo già precedentemente. Invero osservammo come, compiendosi la evaporazione su vasta scala in determinate località, si avesse in quelle un corrispondente arricchimento nella salinità, e quindi maggiore densità; d'onde un'altra causa, per cui tra masse oceaniche soggette a maggiore e minore evaporazione debbano costituirsi delle correnti compensatrici che riconducano all'equilibrio di densità.

Havvi ancora un'altra circostanza. Fra il 30° di latitudine nord ed il 30° di latitudine sud abbiamo ciò che si può veramente dire una zona coralligena, cioè una regione, in cui si sviluppano con una potenza stragrande gli animali a coralli e a madrepore; nè essi possono svolgersi se non a condizione di prendere dall'oceano, in cui trovansi, certi elementi minerali, di assimilarseli, e di servirsene poi per costruire quei banchi importantissimi di madrepore e coralli che troviamo appunto abbondanti nella zona limitata come dicemmo più sopra. È naturale, che là dove abbiamo un accentrarsi stragrande di questi organismi fissatori delle sostanze minerali, avremo nelle acque un impoverimento di questi sali, e quanto maggiore è la copia di tali organismi fissatori, tanto maggiore è quest'impoverimento e corrispondentemente minore la densità. Gli accentramenti adunque di questi animali costruttori vengono a costituire un agente che, si può dire, agisce in senso inverso dell'evaporazione per riscaldamento; e noi troviamo appunto accentrati questi organismi fissatori là dove, pel soverchio riscaldamento, la densità tenderebbe a crescere, sicchè troviamo corrispondentemente a questo una diminuzione di densità per lo svolgersi di quelli. Probabilmente un fatto compensa l'altro, ma ciò non toglie però che provvisoriamente si debbano ammettere dei periodi di disequilibrio e il necessario manifestarsi quindi di correnti che tendano ad equilibrare.

Lo Stoppani, che si occupò molto di questo argomento nel suo libro *La purezza delle acque del mare*, ha in proposito una espressione eloquentissima: dice che basta la presenza di uno di quegli organismi fissatori perchè non si possa più ammettere la

tranquillità assoluta delle acque marine; basta la fissazione di una molecola dei sali disciolti nel mare per turbare l'equilibrio delle masse oceaniche. Questo parrebbe a tutta prima molto esagerato; se però si riflette da quali e quante cause risulti l'equilibrio delle acque nei mari, si capisce allora come una piccola variante possa bastare a produrvi gravi turbamenti.

Abbiamo poi altri fatti che tendono a mettere in movimento la superficie delle masse oceaniche. Vediamo ogni giorno che sopra le masse d'acqua stagnante appena soffia una leggiera brezza si formano delle increspature, delle piccole onde; e sotto l'influsso di venti alpini formarsi delle vere tempeste, delle vere burrasche nei nostri laghi sottoalpini. Ciò si può vedere molto meglio sui litorali marini.

Sul mattino il mare sembra perfettamente tranquillo, e questa tranquillità, che domina fin verso le ore 8, fa del mare un vero specchio. Ma verso le ore 9 cominciano a vedersi manifestare una tinta azzurrina più intensa in lontananza. Questo indica che cominciano a formarsi delle increspature, le quali man mano arrivano fino alla spiaggia; in alto mare le increspature si sono trasformate in piccole onde, che incrociandosi dànno luogo alla formazione del *fiotto*. Ciò spiega che lo spirare continuo in determinate direzioni di venti un po' forti determina un più o meno potente rimescolìo superficiale della massa acquea. Se poi potessimo assistere all'identico fenomeno nei mari dell'Oceano Indiano, corrispondentemente allo spirare di forti venti, come già avemmo occasione di accennare, vedremmo come i movimenti atmosferici possano indurre non solo dei leggieri turbamenti nelle masse oceaniche, ma delle vere convulsioni, delle orrende tempeste, quali è capace di produrre lo spirare dei monsoni.

Con ciò vogliamo giungere a stabilire come, oltre alle cause accennate, i movimenti che avvengono nell'atmosfera siano anche capaci di mettere in moto le acque dei mari. Per cui, in conclusione, numerosissimi fatti concorrono a far sì che le masse oceaniche non siano mai in assoluta tranquillità. E così deve essere, perchè guai se non si avesse un continuo rimescolarsi

delle acque marine. Evidentemente non avremmo una conveniente distribuzione del calore non solo, ma gli stessi organismi marini che sono immobili, fissati nelle regioni torride, dopo aver impoverita dei sali minerali la massa oceanica in cui trovansi, sarebbero destinati ad una morte inevitabile.

Questi movimenti del mare hanno, come scorgesi chiaramente, la loro causa in fatti astronomico-tellurici generali, costanti, od in fatti locali, accidentali, provvisorî; diconsi *movimenti regolari* quelli dipendenti dai primi, *irregolari* quelli dipendenti dai secondi. Nella categoria di questi ultimi possono essere messe, salvo alcune eccezioni, le burrasche e le tempeste.

I movimenti regolari possono compiersi in modo diverso; se ne hanno di *verticali* e di *orizzontali*, di *periodici* e di *costanti*.

Le correnti verticali sono prodotte dal disequilibrio di densità o di temperatura dei diversi strati di una stessa massa oceanica nel senso verticale. Immaginiamo una superficie oceanica perfettamente tranquilla; la parte di essa che trovasi ad immediato contatto coll'atmosfera godrà evidentemente di un quantitativo maggiore di calore, e sarà quindi soggetta ad una evaporazione più rapida, anzi possiamo ritenere che essa sola trovasi soggetta alla evaporazione. Ne avverrà come conseguenza immediata che la falda più esterna, ove si compie e sovrabbondantemente l'evaporazione, crescerà di densità, aumentando il suo grado di salinità. Ciò vuol dire che essa diverrà più pesante dell'acqua sottoposta; d'onde un disequilibrio che non può assolutamente perdurare; gli strati cercheranno a distribuirsi ordinatamente secondo la loro differente densità, per modo che dal basso in alto si trovino falde acquee man mano meno dense.

Abbiamo poi anche sotto il punto di vista dell'evaporazione e della temperatura il fatto, che le regioni intertropicali godono di una temperatura molto più elevata e d'una evaporazione ben più potente, che non le regioni polari; d'onde una differenza marcatissima di densità, ed il succedere quindi dello scambio di queste masse nel senso orizzontale tra i poli e l'equatore, e tra l'equatore ed i poli. Si costituiscono così dei moti orizzontali.

Altra causa di movimenti regolari si è l'attrazione della luna, la quale, sebbene abbia una massa molto piccola in confronto del sole, pure esercita la sua attrazione molto più potentemente di questo, che trovasi ad avere una forza attrattiva relativamente ben tenue a causa della sua grande lontananza dal nostro pianeta. È l'attrazione lunare, molto marcata sull'acqua, specialmente nella zona torrida, e non sensibile apparentemente sulla massa solida terrestre, che determina una specie di onda d'attrazione sulla superficie dell'oceano; abbiamo insomma le così dette *maree* che si rinnovellano nel corso del giorno lunare.

Occupiamoci ora alquanto più da vicino delle *correnti marine*. Sono queste diversamente classificate a seconda degli autori; generalmente però tutti vanno d'accordo nell'ammetterne la divisione in *correnti generali* e *correnti particolari*. Diconsi generali quelle che avvengono su vasta scala nei grandi oceani e quelle che dànno per risultato finale il ricambio delle acque tra l'equatore ed i poli, e viceversa tra i poli e l'equatore, non che il ricambio da est ad ovest. Particolari sono quelle che non influenzano le grandi masse oceaniche, ma invece, per causa puramente locale, si verificano, alcune volte anche molto sentitamente, nei mari interni od adiacenti.

Le correnti si possono poi dividere secondo la loro direzione. Abbiamo un sistema di movimenti oceanici diretti parallelamente all'equatore, per cui la direzione generale del complesso sarebbe da est ad ovest, normale cioè ai meridiani. È questo complesso che forma la così detta *corrente equatoriale* che fascia tutta la terra nostra. Questa corrente taglia i gradi di longitudine, e prende perciò anche il nome di *corrente longitudinale*. Abbiamo poi un sistema di correnti equatoriali-polari, e di contro-correnti opposte a queste, per cui l'acqua che si porta dall'equatore alle regioni polari è sostituita da quella che dai poli si trasporta all'equatore. Queste, che sono pure *generali* come quella equatoriale, corrono nel senso dei meridiani, attraversano i gradi di latitudine, e prendono perciò anche il nome di *correnti latitudinali*.

Cominciamo a dire brevemente della corrente equatoriale.

Se diamo un'occhiata ad una carta delle correnti marine, possiamo subito verificare come, in corrispondenza della zona equinoziale, si abbia un continuo trasporto di acque da est ad ovest, trasporto che non può necessariamente verificarsi sempre sulla linea equinoziale per la ragione, che questa taglia di tanto in tanto le terre emerse. Notisi però che, allorquando trovasi costretta ad abbandonare la linea equinoziale per un ostacolo incontrato in una terra emersa, essa prende la via più corta, e, stringendosi il più possibile alle coste della terra stessa, la gira fino a riportarsi sulla linea equinoziale dalla parte opposta all'ostacolo incontrato, e seguirla finchè un nuovo impedimento si opponga al suo andamento regolare. Perchè questo? Ecco quello che ci deve condurre ad argomentare quale possa essere la causa più probabile della corrente equatoriale.

Le opinioni riguardo alla causa che può determinare le correnti sono però molto divise. Chi vuole riferire questa causa al diverso grado di densità delle masse oceaniche pel fatto del diverso riscaldamento; chi semplicemente al movimento rotatorio terrestre; chi invece all'influsso dei venti aliseali che nell'uno e nell'altro emisfero convergono sulla linea equatoriale. Come la terra nostra si muove da ovest ad est, le acque dell'oceano, dicono alcuni, vengono a formare come una specie di rigonfiamento sull'equatore, dove la rotazione dei diversi suoi punti è più rapida e più vi si sviluppa quindi la forza centrifuga. Ma ciò non basta, mentre la massa solida della terra gira con una determinata velocità da occidente ad oriente, la massa oceanica, che deve seguitare la terra in questo movimento rotatorio, si muove anch'essa, ma essendo il movimento suo meno rapido di quello della terra, l'effetto di questa differenza di velocità nella rotazione si trasformerebbe apparentemente in una corrente in senso contrario, cioè nel senso est-ovest. È ciò appunto quello che succede nell'aria quando noi corriamo; se questa è perfettamente tranquilla, noi non ci accorgiamo dell'urto che produciamo contro la massa d'aria che attraversiamo, se non per lo spirare apparente di una specie di

vento che viene contro di noi, mentre questo vento realmente non esiste. Orbene, la stessa cosa avverrebbe nel caso considerato del movimento rotatorio della terra nelle masse oceaniche; la terra gira da ovest ad est e con essa anche l'acqua degli oceani, però questa si trova in ritardo, e questo ritardo si manifesta appunto come un movimento dell'acqua stessa in senso contrario al suo moto reale, come una corrente diretta cioè da est ad ovest, tanto più marcata, inquantochè sopra l'equatore si hanno velocità maggiori ed un accumularsi delle masse oceaniche a causa della forza centrifuga.

Altri invece ragionano diversamente, e, pure ammettendo la corrente equatoriale generata dal ritardo nel movimento rotatorio della massa acquea su quello delle terre, dicono che lo accumularsi delle acque in corrispondenza dell'equatore sia dovuto alla minore densità che le acque stesse hanno in quelle regioni per l'elevata temperatura, quasi come, diminuendo perciò la loro densità, venissero ad aumentare il loro volume.

Altri poi non ritengono più che la corrente dipenda dal movimento rotatorio della terra, e dicono che l'accentrarsi delle acque oceaniche sull'equatore e la corrente stessa equatoriale non sono prodotti che dallo spirare dei venti aliseali. Abbiamo nell'emisfero boreale una corrente costante di venti detti aliseali che spirano in direzione da nord-est a sud-ovest, mentre nell'emisfero sud ne abbiamo altri che spirano in direzione da sud-est a nord-ovest; le due correnti aliseali vengono per tal modo ad incontrarsi sull'equatore ad angolo retto. Nell'urto che ne deriva il movimento non viene completamente distrutto, ma continua in parte secondo la direzione della risultante est-ovest delle due direzioni componenti sud-est—nord-ovest e nord-est—sud-ovest. Ora la corrente equatoriale, come sappiamo, procede appunto nella direzione est-ovest.

Quale di tutte le opinioni che riferimmo sarà per noi la più probabile? A quale ci atterremo?

Crediamo che si debba tener conto di tutti i fatti su cui troviamo basate queste opinioni per dare una giusta spiegazione delle cause che determinano le correnti marine in generale e specialmente quella equatoriale.

È un fatto che noi abbiamo un movimento di rotazione terrestre, che si fa più rapido man mano che ci trasportiamo dai poli verso l'equatore, e che per conseguenza le masse oceaniche, le quali possono meglio delle terrestri ubbidire alla forza centrifuga, possano formare un rigonfiamento, un rilievo oceanico equatoriale; può benissimo avvenire che il movimento rotatorio del nostro pianeta si compia meno rapido nelle masse oceaniche, nelle masse liquide, e più rapido nella parte solida terrestre, e che in conseguenza il ritardo dell'un movimento in confronto dell'altro dia per effetto apparente una corrente marina diretta nel senso inverso.

A spiegare il determinarsi della corrente equatoriale ci sembra ragionevole considerare l'azione simultanea di tutti i fatti sovracitati. Però la rotazione terrestre e l'influenza dello spirare dei venti aliseali non sono più sufficienti per spiegare le correnti che vanno dall'equatore ai poli, e viceversa.

A spiegare questa seconda parte della circolazione oceanica, cioè la circolazione laterale o latitudinale, dobbiamo ricorrere precisamente al riscaldamento maggiore che le masse acquee presentano in certe plaghe dell'oceano in confronto di certe altre. Lo Stoppani dice a questo proposito, che il calore agisce trasformando le masse acquee oceaniche in qualche cosa di più leggiero dell'acqua ordinaria, in qualche cosa di meno denso, che galleggia sull'acqua sottostante, e poi si rovescia come su d'un piano inclinato verso i poli, costituendo una corrente laterale superficiale, che dall'equatore va verso i poli. A questa deve naturalmente corrispondere una contro-corrente polare, per mezzo della quale altra massa d'acqua venga a prendere il posto di quella che fu portata nelle regioni polari. Cosicchè il sistema più semplice che ne deriverebbe, sarebbe quello di correnti superficiali che vanno dall'equatore ai poli, e di altre più o meno profonde che verrebbero in compensazione. Insieme al riscaldamento possiamo anche tenere conto di molte altre circostanze che possono indurre cambiamenti di densità; tutto ciò però conduce sempre alla conclusione, che la circolazione laterale sarebbe dovuta al disequilibrio nelle masse oceaniche cagionato questo

da varianti di densità nelle masse stesse comprese tra i poli e l'equatore.

In base di tale causa noi dovremmo trovare le correnti equatoriali-polari e le polari-equatoriali dirette nel senso sud-nord e nord-sud. Ora ciò non avviene. Questo fatto però non infirma per nulla il principio che quella circolazione sia dovuta a disequilibrio di densità. Ritorniamo alla considerazione della rotazione terrestre, che ci servirà ora, come anche quando tratteremo dell'atmosfera, dove vedremo ripetersi fenomeni proprio identici tanto, che a questa si diede il nome di oceano atmosferico. Immaginiamo una massa d'acqua che vada dall'equatore al polo nord, essa non si sottrae perciò al moto rotatorio generale terrestre da ovest ad est, di più questo moto, compiendosi con minore velocità man mano che si procede dalla linea equatoriale verso i poli, la massa acquea accostandosi al polo non perderà tutta quella velocità di rotazione che avea sull'equatore, epperò godrà nel suo passaggio di parallelo in parallelo di un eccesso di velocità rotatoria in confronto di quella dei paralleli stessi. In forza di questa differenza in più la massa d'acqua si muoverà in direzione nord-est. Se consideriamo una massa d'acqua che, ad esempio, parta dal 30° di latitudine sud, e che si precipiti verso il polo australe, essa si troverà analogamente in anticipazione sulle masse oceaniche, le quali, trovandosi più al sud, godono di una velocità di rotazione minore, cioè si muoverà non secondo una linea nord-sud, ma secondo la direzione obbliqua nord-ovest — sud-est.

Questo fatto dell'obbliquità delle correnti laterali si verificherà anche meglio nelle correnti atmosferiche, perchè quelle oceaniche trovansi più o meno ostacolate dalle linee costiere dei continenti ed obbligate quindi a stringersi contro queste, modificando spesso il loro naturale andamento, mentre le atmosferiche non soffrono intoppi che nei rilievi montuosi più eccelsi, e presentano perciò più marcata una direzione inclinata di 45° sui meridiani.

Dobbiamo dunque tener conto di diversi fatti per spiegare le cause delle correnti marine, e particolarmente tener conto dello sviluppo di forza centrifuga che si ha all'equatore, della diversa

velocità nel movimento rotatorio delle masse solide terrestri e delle liquide, e della maggior copia di calore di cui godono le varie regioni oceaniche. Possiamo poi ancora tener conto di altri fatti secondarî, i quali verrebbero localmente a dar luogo a deviazioni più o meno marcate nell'andamento segnato dalle cause principali. Notinsi fra questi fatti secondarî la copia grandissima di ghiacci che si vanno fondendo in certe regioni, per cui le acque vengono a diminuire di salinità e quindi di densità, l'accentrarsi di organismi marini nelle regioni equatoriali, che impoveriscono ancora il grado di salinità, e via dicendo. È solo ricorrendo all'azione simultanea di tutti quei fenomeni principali, e forse anche di quelli secondarî ultimi accennati, che crediamo si possa dare spiegazione del determinarsi della corrente equatoriale e di quelle laterali.

Diamo ora un rapido sguardo all'andamento di queste correnti, e prima cominciamo dalla equatoriale. Come essa costituisce una specie di fascia che gira tutt'attorno alla terra, potremo prendere dovunque il punto di partenza.

Partiamo dall'Oceano Indiano. Qui questa corrente equatoriale, scorrendo verso ponente sull'equatore, viene a battere contro le coste orientali dell'Africa, e non potendo continuare nel suo andamento est-ovest, piega al sud, e gira il continente Africano passando tra la costa orientale di questo e l'isola di Madagascar, e stringendosi fortemente contro il Capo di Buona Speranza. L'incontro in tale località colla scogliera sottomarina delle Agullas e con una corrente polare antartica congiunto collo spirare di certi venti fa sì, che spesso succedano in tali regioni quelle violente tempeste, per cui altra volta il Capo di Buona Speranza era detto Capo delle Tempeste. Appena oltrepassata questa regione, la corrente, per forza stessa della causa che la determina, rimonta verso la linea equinoziale, e viene ad attraversare l'Atlantico in corrispondenza del Golfo di Guinea; dopo di che viene a battere contro il Capo San Rocco in America, dal quale viene divisa in due rami. Uno di questi entra nella circolazione laterale lungo le coste della Guiana verso il Mar delle Antille; l'altro prosegue

lungo la costa orientale del Brasile, poi è obbligato a girare il Capo Horn, e rimonta nuovamente verso l'equatore ingrossato da una grande corrente antartica fino a raggiungere, in corrispondenza delle isole Gallapagos, nuovamente l'equatore. Riprende poscia il suo andamento verso occidente tagliando in linea retta l'Oceano Pacifico, dove non trova più nessun intoppo, fino a che non viene ad infrangersi nella serie di isole che si stende tra l'Australia e l'Asia. A questo punto si suddivide in varie porzioni: un ramo discende verso le latitudini antartiche lungo la costa orientale dell'Australia; un altro piega al nord entrando nella circolazione laterale boreale; ed un terzo, filtrando frammezzo alle Filippine, alle Molucche, e a tutto quell'arcipelago multiplo che sembra congiungere l'Australia al continente Asiatico, rientra nell'Oceano Indiano per ricominciare il circuito.

Abbiamo veduto rapidamente come si trasportino apparentemente, e realmente per l'effetto che ci colpisce, le masse oceaniche da oriente ad occidente, e come questo trasporto abbia luogo precipuamente in corrispondenza della linea equatoriale, salvo dove questa linea attraversa masse di terra emersa, nei quali casi la corrente si stringe contro le coste del continente che ostacola il suo passaggio e lo gira al sud per riportarsi, appena superato l'ostacolo, sulla linea equinoziale.

Dobbiamo considerare questa corrente equatoriale come effetto della rotazione terrestre, per cui alcuni chiamanla anche *corrente di rotazione*, da distinguersi perfettamente dalle correnti laterali incaricate dello scambio delle masse oceaniche tra le regioni equatoriali e i poli, le quali correnti sono dette anche *termali*, inquantochè la causa principale, da cui dipendono, la riconoscono nelle grandi differenze di temperatura che corrono tra le acque delle regioni prossime all'equatore e quelle dei mari glaciali. Cionondimeno noi non possiamo separare nettamente questi due tipi di correnti; vale a dire, in realtà non abbiamo un'indipendenza perfetta tra i movimenti puramente equinoziali e quelli equatoriali-polari; anzi si può dire, che la corrente equatoriale viene alimentata in gran parte da correnti polari, che, giungendo all'equatore in direzione obliqua, assu-

mono poi il movimento della corrente longitudinale da est ad ovest, come per contro possiamo dire che le correnti tra l'equatore ed i poli si presentano nel maggior numero dei casi come deviazioni della corrente equatoriale.

Diffatti, le masse acquee animate da un movimento longitudinale sull'equatore devono provenire dalle regioni polari, e inevitabilmente una porzione delle acque, che vengono deviate in corrispondenza d'un ostacolo, continua poi ad ubbidire alla deviazione costituendo una corrente laterale.

Egli è perciò che taluni, invece di considerare indipendentemente le correnti laterali e quelle equatoriali, le fondono in un tutto, che costituisce una serie di circuiti nei diversi oceani, i quali circuiti, settentrionali o meridionali, verrebbero a giustaporsi sulla linea dell'equatore, e in questa giustaposizione si costituirebbe la vera corrente equatoriale.

Un gran numero di trattati recenti di geografia fisica invece di descrivere isolatamente la corrente equatoriale dalle altre, le riuniscono tutte assieme in un gran sistema circolatorio, che si presenta a noi sotto forma di tanti circuiti.

Il circuito più studiato, perchè si verifica in mari interposti fra le regioni più abitate e civili, è certamente quello dell'Atlantico settentrionale, tra l'America e l'Europa. È questo un circuito conosciuto già da tempi antichissimi, e di cui già ebbe ad accorgersi Cristoforo Colombo nei suoi viaggi verso il continente Americano.

Abbiamo esaminato il percorso della corrente equatoriale, che dicemmo compiersi quasi affatto regolarmente tra il Golfo di Guinea e il Capo di S. Rocco dopo aver ricevuto un contingente di acque da una corrente antartica che si porta dal sud verso il nord press'a poco in corrispondenza dell'estremità meridionale dell'Africa, e dopo avere piegato nel Golfo di Guinea per riportarsi sulla linea equinoziale. Notammo ancora come il Capo S. Rocco agisca da partitore, dividendo cioè la massa acquea della corrente equinoziale in due rami, di cui uno discende al sud, e l'altro penetra nel Mar delle Antille, dove abbiamo una specie di accumularsi delle acque oceaniche a

temperatura elevata come quelle che si trovano nelle regioni tropicali, ed è qui che si manifesterebbe la conosciutissima *corrente del Golfo*, che gira l'estremità meridionale della penisola della Florida, taglia obliquamente l'Atlantico, e viene poscia a battere contro le coste dell'Europa settentrionale. Qui la corrente si divide in due rami: l'uno, il maggiore, seguita la sua strada verso nord-est, e porta una grande quantità di calore nelle regioni settentrionali dell'Atlantico, facendo sì, che corrispondentemente ad esso la linea dei ghiacci polari viene ad essere portata più al nord che in altre regioni dell'Atlantico. Là dove la corrente del Golfo abbandona le coste dell'America troviamo il famoso banco di Terranova, costituito quasi esclusivamente da materiali detritici di roccie provenienti da regioni molto più settentrionali. Come si può spiegare questo fatto? Dal Mare di Baffin una grande quantità di ghiacci galleggianti scende, si può dire, di continuo al sud, e in questo movimento sono di aiuto importantissimo, se non costituiscono la causa unica, le contro-correnti polari fredde, che vengono ad incontrare la corrente calda del Golfo precisamente in corrispondenza del banco di Terranova. La differenza di temperatura di queste due correnti in alcuni luoghi arriva fino a 10 e a 13° centigradi, tantochè alcuni animali, sbalzati nelle grandi burrasche dalle acque dell'una corrente a quelle dell'altra, sono spesso colpiti da morte. L'incontro delle due correnti fa sì, che gran parte dei vapori, che si trovano a formare l'atmosfera sovraincombente, si condensano, e dànno le famose nebbie di quella regione. Ora, l'enorme quantità di ghiacci galleggianti, provenienti dalle regioni polari e costituiti da frammenti di banchisa glaciale o da frammenti distaccatisi dai ghiacciai polari, porta con essi materiali morenici rappresentati talora da grossi frammenti di roccie. È quindi naturale, che là dove le correnti polari fredde incontrano quella del Golfo, gli ammassi di ghiaccio fondano, e lascino depositare lì per lì i materiali rocciosi, di cui erano carichi.

Dove le correnti fredde provenienti dal polo lambiscono le coste del continente Americano vi sono posti sufficientemente

vasti, ma generalmente gelati in inverno, mentre sulle corrispondenti coste Europee, bagnate dalla corrente calda, tal fatto non si verifica.

Parlando delle linee isotermiche vedremo come sia sentita la curva che presentano queste linee, quando attraversano le correnti marine fredde o calde. Abbiamo a latitudini molto più boreali, sulle coste inglesi, un clima relativamente mite in confronto di quello delle coste dell'America Settentrionale. Noi troviamo quindi differenze di temperatura devolute esclusivamente, come in questo caso, all'azione delle correnti marine.

Lasciamo da parte il ramo della corrente del Golfo, il quale si interna verso il polo, e che probabilmente fino a questo non arriva come corrente superficiale, ma che per la densità maggiore che presentano le sue acque, questa contribuisce probabilmente alla formazione del mare libero polare. L'altro ramo della corrente del Golfo piega al sud, lambendo le coste occidentali della Spagna e dell'Africa fino al Golfo di Guinea, dove viene a ricongiungersi colla corrente equatoriale; ed è questa corrente di discesa che trascinò Cristoforo Colombo molto al sud, quando egli viaggiava attraverso l'Atlantico alla volta dell'America. Per tal modo intanto una porzione della corrente equatoriale, un tratto della corrente del Golfo e una deviazione di questa verso mezzodì costituiscono nell'Atlantico settentrionale una specie di circuito, o di immenso vortice oceanico, in mezzo al quale troviamo un'area relativamente tranquilla, relativamente calma. Succede qui in grande quello che in piccolo possiamo osservare anche nelle correnti continentali; abbiamo sopra una area molto estesa il così detto *Mare dei Sargassi.* Si dà il nome di Sargassi a certe piante marine, o alghe, alcune delle quali hanno dimensioni enormi in lunghezza, ed aspetto nastriforme, le quali formano delle vere praterie galleggianti.

Ed ora non sarà inopportuno riportare alcuni dati sopra questo circuito dell'Atlantico, e specialmente sulla corrente del Golfo. Questa, quando si origina nel Golfo del Messico, ha una larghezza di 59 km.; ma poi si amplia fino a 100 km. e anche a 125, e perde alquanto in velocità. Il suo spessore, o profon-

dità, giunge fino a 370 metri; la sua velocità media è press'a poco di 7 ad 8 km. all'ora. Si ha quindi una forza dinamica immensa ove si volesse tenere conto della massa che vien posta in movimento con una velocità tanto considerevole. Questa corrente fu chiamata dai marinai il *padre delle tempeste;* e molto probabilmente quest'espressione sarà derivata dall'osservazione, che in corrispondenza appunto di quella corrente si verificano le tempeste più disastrose; è invero sulla linea equinoziale che si presentano i cicloni, o tempeste a tipo rotatorio animate contemporaneamente da un movimento di traslazione. La curva che descrivono i cicloni, portandosi dal sud verso il nord, dipende dal fatto per cui quelli si originano? Oppure è la presenza di questa corrente del Golfo, che per circostanze speciali attira quasi seco i cicloni? Questo vedremo a suo tempo; notiamo intanto per ora, che i marinai si accorsero del fatto, che precisamente su quel tragitto si manifestano i cicloni, e, considerando perciò la corrente stessa come loro origine, la chiamarono il *padre delle tempeste.* Del resto non è strano l'ammettere, che un disequilibrio di temperatura fra l'aria sovraincombente alla corrente del Golfo e l'aria che sta sopra le correnti fredde provenienti dal polo possa determinare un movimento rotatorio nell'atmosfera, e agevolare così l'espandersi del movimento burrascoso e ciclonico.

Un altro circuito, ancorchè meno ben marcato, esiste nella parte meridionale dell'Oceano Atlantico; esso è costituito in parte da quel ramo della corrente equinoziale che al Capo S. Rocco piega al sud lungo le coste orientali dell'America Meridionale, e di cui una porzione, pel movimento rotatorio della terra, è obbligata a prendere la direzione sud e sud-est, ed in parte dalla corrente antartica, che si dirige da sud verso il Capo di Buona Speranza, dove, come già vedemmo, incontra la corrente equatoriale diretta al nord. Abbiamo così un altro circuito, detto dell'Atlantico meridionale, il quale ha una larghezza press'a poco compresa fra i 1000 e 1500 km., ed una velocità tale, che il giro completo non si compie in meno di 2 o 3 anni.

La presenza di questo circuito non è stata avvertita diretta-

mente, ma fu messa in evidenza dal fatto, che si trovarono in alto mare e sulle coste dell'Africa legnami provenienti dal Brasile, nello stesso modo che in Islanda si adoperano i legnami gettati dal mare, e provenienti dall'America, portati colà dalla corrente del Golfo.

Abbiamo un altro circuito costituito dalla corrente antartica, che scende lungo le coste occidentali dell'Australia fino all'arcipelago della Sonda, e da quel certo ramo della corrente equatoriale, che riesce a penetrare attraverso quel dedalo d'isole che unisce l'Australia all'Asia. Questo fiume oceanico sale verso le coste dell'Asia con un movimento poco accentuato, perchè il suo movimento è modificato ed ostacolato dallo spirare dei monsoni, che precisamente in questo tratto si mostrano più marcati, e che tendono a neutralizzare l'azione della corrente. Però la corrente esiste sempre; attraversa l'Oceano Indiano, e si porta verso la punta meridionale dell'Africa, chiudendosi così il circuito, nel quale abbiamo ancora un Mare di Sargassi. La velocità sua verso il canale di Mozambico è di circa 7 km. all'ora; è questa press'a poco la velocità media della corrente.

Nel Grande Oceano abbiamo ancora due circuiti, uno meridionale e l'altro settentrionale. La corrente antartica giunge allo estremo meridionale dell'America con una larghezza di 1000 a 1500 km., e porta una temperatura relativamente mite alle regioni occidentali dell'America Meridionale. Si costituisce in corrente equatoriale giunta presso le isole Gallapagos, e per la lunghezza di 140° di longitudine attraversa tutto l'Oceano Pacifico. Però, come già dicemmo, si divide in tre rami, dei quali uno filtra attraverso l'arcipelago della Sonda, un altro piega al sud, e viene poco per volta a ricongiungersi colla corrente polare antartica, costituendo un circuito ancor qui meno marcato che non quello settentrionale, ma che pure venne constatato, ed un terzo ramo, che forma un circuito a nord. Nell'Oceano Pacifico settentrionale troviamo qualche cosa di analogo a quanto vedemmo nell'Atlantico, con questa differenza, che mentre l'Oceano Atlantico è una vera via di comunicazione fra le acque dell'emisfero meridionale e quelle del nord, nell'Oceano Pacifico

abbiamo invece una porta molto ristretta di accesso alle acque del polo artico, cosicchè il circuito non si potrà compiere con eguale ampiezza. Ciononondimeno troviamo grandi analogie. Invero, nell'Atlantico trovammo la corrente del Golfo che risaliva, e veniva a lambire le coste dell'Europa; analogamente troviamo nel Pacifico il terzo ramo della corrente equatoriale girare al nord, lambendo le coste del Giappone, sotto forma di un gran fiume oceanico dalle acque molto dense ed azzurre, tanto che viene chiamato *fiume nero* o *Kurosivo*, il quale rimonta fino allo stretto di Bering, poi discende verso le coste dell'America Settentrionale, e giunto sull'equatore, si rifonde nuovamente colla corrente equatoriale, costituendo così un circuito ben marcato.

Questo basti per le grandi correnti, o correnti generali, che mettono in movimento i grandi bacini oceanici. Abbiamo poi, come già avvertimmo, una serie di correnti minori, che si sviluppano nei mari interni; e queste sono dovute a disequilibrio di densità fra gli oceani ed i mari mediterranei, oppure fra i soli mari mediterranei.

Una di queste correnti assai forti si verifica nel Mar Baltico per differenza di densità fra le acque di questo mare e quelle del Mar del Nord, ed è una corrente di uscita. Abbiamo già detto come il Baltico abbia una salinità molto minore in causa delle grandi masse d'acqua dolce, che in esso pervengono dagli enormi fiumi che vi hanno foce. Tale sovrabbondanza d'acque dolci dà naturalmente origine ad una corrente, per cui si ristabilisce il livello fra il Baltico ed il Mare del Nord attraverso alla serie di stretti, che separano questi mari.

Nel Mar Mediterraneo, abbiam detto, è relativamente piccola la quantità d'acqua recata dai fiumi in confronto all'evaporazione potentissima che vi si verifica. Possiamo aggiungere, che ove il Mediterraneo fosse un bacino chiuso, esso perderebbe uno strato di un metro e mezzo d'acqua ogni anno, e non tarderebbe quindi a scomparire. Però ciò non avviene, giacchè si verifica una corrente superficiale attraverso allo stretto di Gibilterra,

la quale penetra nel Mediterraneo, ristabilendovi l'equilibrio di densità.

Il Mar Rosso si troverebbe nelle stesse condizioni, ma più accentuate, inquantochè esso non riceve le acque di nessun fiume, bensì unicamente quelle di alcuni rigagnoli di poca o nessuna importanza; inoltre l'evaporazione è potente al punto, che verrebbe ad essere di 7 metri la falda acquea, che ogni anno vi si elimina per opera dell'evaporazione; e come esso non ha più di 400 metri di profondità, sarebbe soggetto a scomparire in poche diecine di anni senza le correnti compensatrici provenienti dall'Oceano Indiano.

Finalmente in certe determinate località, per regioni speciali, dove si hanno coste molto frastagliate, si verificano dei movimenti rotatorî a guisa di vortici, quale quello fra Scilla e Cariddi. Tali vortici sono dovuti a correnti laterali, le quali possono dipendere da disequilibrio di densità, come pure dalle maree.

Veniamo ora a dire delle *maree* e delle *onde*.

Le maree sono rappresentate da rilievi di masse acquee prodotte dall'attrazione, che la luna esercita sulla superficie oceanica. Diciamo la luna e non il sole, inquantochè, se anche il sole esercita un'attrazione sulle acque dell'oceano, è però calcolato, che questa potenza attrattiva rappresenta appena 1/3 di quella lunare, sebbene la massa della luna sia estremamente piccola in confronto di quella solare.

Perciò se alla superficie della terra avessimo dovunque l'oceano, l'onda di marea sarebbe evidentemente molto regolare, e seguirebbe sempre il corso della luna nel suo movimento di rivoluzione attorno alla terra. L'onda di marea verrebbe a trovarsi in eguali condizioni su tutti i meridiani, e precisamente si presenterebbe più rilevata, più sentita verso l'equatore, e meno verso i poli, dove l'attrazione lunare si verifica con potenza minore. Quest'andamento regolare delle onde di marea non si verifica, e la ragione di ciò sta nella disposizione dei continenti che ostacolano, modificano il formarsi delle onde stesse.

Le maree non si presentano sempre colla stessa altezza per i diversi mari e nelle diverse stagioni. In alcune stagioni sono meno, in altre più accentuate, dipendentemente dal sommarsi dell'attrazione lunare coll'attrazione solare, oppure dal neutralizzarsi in parte di queste due forze; si hanno nel primo caso le maree di *sigizie,* e nel secondo quelle di *opposizione.* Si compiono più regolari nei grandi oceani, perchè ivi sono minori gli intoppi, mentre nei mari interni, nei golfi, nei canali, dove si moltiplicano gli ostacoli, le onde di marea hanno andamento molto irregolare tanto, che vediamo avvicinarsi le une contro le altre le così dette *linee cotidali*, cioè quelle linee che uniscono i punti della superficie oceanica, nei quali si verifica uguale e contemporanea altezza di marea.

Veramente sotto il punto di vista geologico non pare che le maree debbano avere una grande importanza; ma se pensiamo che si hanno delle maree di altezza considerevole, che si avanzano verso le coste, e se ne allontanano con movimento di flusso e riflusso, potremo immaginarci il lavorìo, l'azione meccanica delle onde stesse, e l'influenza che possono avere nei cambiamenti, cui vanno soggette le costiere: ne abbiamo un bellissimo esempio sulle coste inglesi nelle onde di marea, che si verificano nel canale della Manica, perchè ogni anno si vede diminuire il materiale che forma quelle coste portato via dalle onde stesse.

Dove poi si ha il rigurgito di grandi fiumi navigabili, tutti sanno come in tempo di alta marea sia difficilissimo penetrare attraverso la foce dei fiumi stessi, e come bisogna stare in guardia quando si presenta il riflusso; succedono allora urti violenti che dànno luogo a fenomeni dinamici imponenti.

Così pure le onde, considerate in genere prodotte dalle tempeste, hanno importanza geologica sotto il punto di vista dell'azione energica che possono esercitare sulle spiaggie. L'opera di distruzione delle coste esercitata dall'urto delle onde ha ricevuto un nome speciale, in questi ultimi anni un cultore di geografia fisica ha inventato il nome speciale di *ondavoralogia.*

Quando ci occuperemo dell'azione che il mare può eser-

citare sulle coste, vedremo come le masse acquee siano in ciò aiutate da una specie di mitraglia, da numerosi sassolini, che vengono lanciati insieme coll'acqua dell'onda contro le coste; è a questi sassolini che è dovuta la maggior parte del lavorìo di demolizione delle coste.

Generalmente si esagera sull'altezza delle onde; si suol dire che nel Mediterraneo si incontrano onde, che hanno da 7 a 8 metri di elevazione, mentre invece in questo mare le onde non superano i 4 od i 5 metri di altezza. Tale esagerazione proviene dal fatto semplicissimo, che, chi si trova in alto mare, è condotto a misurare l'altezza dell'onda trovandosi nella parte depressa di questa. Le più alte onde finora verificate raggiungono appena i 15 o i 18 metri di elevazione, e si osservarono specialmente al Capo di Buona Speranza. Vanno quindi ritenute molto esagerate quelle onde segnalate dai viaggiatori colle cifre di 30 e più metri di altezza.

Dell'onda si considera l'altezza e l'ampiezza; e si volle rintracciare un rapporto fra questa e quella. Trovossi precisamente, che in genere l'altezza di un'onda sta alla sua ampiezza pressochè come 1 a 12. Generalmente le più alte onde non si verificano durante le maggiori tempeste, ma piuttosto quando le masse oceaniche tendono a riprendere la calma.

Si è anche fatta un'altra questione, e cioè fino a quale profondità un'onda si può rendere sensibile. Questo dipende veramente da molte circostanze locali; cionondimeno si potettero ritenere i seguenti risultati abbastanza provati: secondo il Weber, un'onda non si rende più sensibile a profondità maggiore di 300 ed anche di 350 metri. Si studiò ancora la velocità di trasmissione dell'onda. Più un mare è ampio e profondo, più è grande la velocità delle onde, che in esso si possono verificare; si trovò anzi, che la velocità di un'onda è generalmente eguale alla radice quadrata della profondità del mare, in cui essa si forma. Su ciò anzi si sono basati certi autori per calcolare la profondità marina.

Finalmente si noti, che è verso le coste, dove più propriamente si manifestano le ondate più formidabili. Ciò dipende

da che in vicinanza delle coste le onde, rallentando il loro movimento per attrito sul fondo, vengono ad essere raggiunte da quelle susseguenti, e così sommandosi le une all'altre, raggiungono considerevoli altezze. Di tal modo si formano i così detti *cavalloni*, masse enormi d'acque marine, che esercitano certo più energicamente la loro azione contro le costiere.

Avremmo ancora un argomento importantissimo a trattare riguardo all'oceano, e sarebbe quello della distribuzione della temperatura a diversi livelli o nelle diverse plaghe superficiali, argomento importantissimo, inquantochè a quella non solo è dovuta l'influenza calorifica, che le acque oceaniche esercitano sui continenti, ma anche la distribuzione degli organismi marini. Ma osservando che la temperatura dell'oceano non è altro, che una conseguenza di quel grado di calore che proviene per la atmosfera dal sole, crediamo più opportuno rimandare questo argomento alla fine della geologia fisiografica, dove in un capitolo a parte tratteremo della termografia terrestre.

Dobbiamo ora passare rapidamente in rivista, astrazione fatta da tutto quello che si riferisce al modo di agire delle acque superficialmente, alcuni fatti, che riguardano le acque continentali, acque, che provengono direttamente o indirettamente dalla precipitazione dei vapori, che hanno per veicolo l'atmosfera. Tale precipitazione è un fatto dipendente dall'azione calorifica del sole, come esamineremo meglio più avanti. Intanto quest'acqua che cade sulle terre emerse si ripartisce diversamente. Una parte è assorbita dagli organismi, ed, emessa poi per traspirazione in ispecie dalle piante, rientra nell'atmosfera sotto forma di vapori. Un'altra porzione si evapora direttamente sotto l'influsso della potenza assorbente dell'atmosfera stessa, e viene a formare ancora vapori e nubi. Un'altra parte si costituisce in correnti superficiali di doppio tipo: correnti solide, o ghiacciai, e correnti liquide, o corsi d'acqua, di maggiore o minore importanza, percorrenti le convalli. Un'altra porzione si arresta a riempire le depressioni superficiali sotto forma di laghi; ma vedremo come

anche questi non siano accumuli di acque ferme, sibbene entrino in un modo o nell'altro nella grande circolazione acquea continentale. Ma una porzione infine importantissima dell'acqua di precipitazione dei vapori dell'atmosfera sfugge, almeno apparentemente, a quella circolazione generale; ai nostri occhi essa si sottrae. È quella appunto che viene, per così dire, bevuta dal terreno, e che tardi o tosto dovrà ritornare a giorno.

Già dicemmo come all'irrigazione superficiale della terra corrisponda un'irrigazione sotterranea a poca profondità. È di questo regime acqueo, il quale ha sede nel sottosuolo a non grande profondità, che noi dobbiamo occuparci presentemente, lasciando in disparte tutto quello che tocca alle azioni fisiche o chimiche che quest'acqua, circolando nelle viscere terrestri, possa esercitare sui materiali che attraversa.

Non sappiamo veramente se si possa adoperare la parola provvidenziale per esprimere quanto sia comoda questa sottrazione delle acque dalla superficie, ma è un fatto, che noi dobbiamo riconoscere in ciò un grande giovamento per le condizioni di abitabilità delle terre emerse. Supponiamo per un momento che tutte le acque della superficie terrestre non si costituissero altrimenti che in fiumi, avremmo durante le grandi stagioni di pioggia delle fiumane estremamente violenti, le quali dovrebbero in realtà produrre più disastri che benefizî, per contro avremmo nelle epoche di grande siccità una mancanza di acqua non certo a benefizio della vegetazione e dell'animalizzazione. D'altronde, se tutta quell'acqua dovesse rimanere alla superficie dei continenti, evidentemente molto maggiore sarebbe quella, che di nuovo, e presto, ritornerebbe all'atmosfera per opera dell'evaporazione. Coll'imbeversi che fa il terreno di una porzione dell'acqua proveniente da precipitazione dei vapori atmosferici si ottengono dunque due benefizî: in primo luogo una parte di quest'acqua viene sottratta all'evaporazione troppo rapida, cosa che succederebbe invece, se essa rimanesse superficiale; in secondo luogo il tempo che impiega l'acqua penetrata nel sottosuolo per riuscire nuovamente a giorno in livelli più o meno bassi è tale, che il regime acqueo sotterraneo può fornire

in epoche di siccità quel contingente di acqua, che farebbe invece deficienza altrimenti, poichè in genere un corso di acque superficiali ha molto maggiore velocità di discesa che non uno sotterraneo.

È così che le sorgenti possono dare ai terreni in alcune epoche dell'anno quell'acqua, di cui questi abbisognano, quando appunto non potrebbero servire allo scopo i fiumi e i torrenti in massima magra. Per cui dobbiamo riconoscere in questo regime sotterraneo di circolazione acquea un fatto eminentemente giovevole allo sviluppo della vegetazione e della vita animale alla superficie della terra.

Bisogna distinguere in genere questo assorbimento, questo passaggio delle acque dall'esterno all'interno, secondo la natura dei terreni, che si trovano ad essere agenti assorbenti.

Abbiamo terreni, i quali sono costituiti da materiali permeabili; in genere sono tali tutti i materiali superficiali provenienti da sfacelo detritico delle roccie; ma abbiamo veri terreni stratificati, i quali si presentano pure in queste condizioni. Basta percorrere le colline dell'Astigiano per trovare bellissimi esempî di questi terreni permeabili.

In generale tutti i terreni costituiti o da accumuli di materiali detritici, come quelli di alluvione, le ghiaie dei fiumi, i manti morenici, o da frane e materiali brecciati, o da roccie sedimentarie formate da granuli più o meno cementati assieme, sono terreni eminentemente permeabili.

Dobbiamo distinguere il modo d'imbevimento di questi terreni da quello che avviene in altri terreni impermeabili bensì, ma che possono presentare qualche via alla penetrazione delle acque. Questa via può essere in tal caso di doppia natura. Ricordiamo sempre che le maggiori masse delle terre, almeno alla superficie, sono stratificate, e notiamo, che fra strato e strato si trovano vie di facile passaggio alle acque; e tanto ciò è vero, che nelle regioni a roccie stratificate noi andiamo a cercare le acque precisamente là dove si rendono visibili soluzioni di continuità tra uno strato e l'altro; naturalmente in quel caso la circolazione acquea è in istretto rapporto collo assetto tutto speciale delle roccie. Ma fra le roccie in genere abbiamo di quelle che

presentano ben marcato un carattere di fratturamento nella massa indipendente dalla stratificazione; in esse verifichiamo di tanto in tanto degli spacchi più o meno profondi. In questa categoria abbiamo le roccie più antiche, quali i graniti, che presentano piani di divisione non di stratificazione, ma spaccature, fessure, per cui possono penetrare le acque, che verranno poi a giorno in regioni inferiori. Possiamo anche mettere in tale categoria i calcari, che sono, fra le roccie che si studiano alla superficie della terra, quelle, che più frequentemente presentano rotture, fessure, le quali, invece di correre secondo orientamenti determinati, presentano grandi irregolarità. È per tali fessure, che sfuggono le acque superficiali, ed è questa la ragione, per cui, se percorriamo regioni costituite da roccie calcaree, troviamo sempre in alto località eminentemente secche, mentrechè a livello più basso trovansi le sorgenti, che dànno origine spesso a fiumi di grande importanza; ce ne offrono esempî bellissimi alcune località nelle Alpi orientali.

Vediamo come si comportino l'infiltrazione e il regime sotterraneo delle acque nei terreni permeabili. Immaginiamo una collina formata da materiali permeabili; essa presenterà in qualche punto una depressione, una valle; questa funziona da canale di drenaggio dell'elemento acqueo, che viene ad accumularsi poco per volta nelle profondità. Si è verificato sempre, che la falda acquea segue press'a poco il profilo delle regioni sovrastanti: è più profonda in corrispondenza dei rilievi, e meno in corrispondenza delle depressioni. Là ove le depressioni vengono a farsi più profonde, avremo sui fianchi delle valli le sorgenti, cioè uscite a giorno sotto forma di vene acquee più o meno potenti di scarico di queste falde acquee sotterranee nella corrente, che percorre quella valle. Per cui, in questo caso il torrente rappresenta veramente il canale di scarico di quelle masse solide imbevute di acqua. Evidentemente però conviene che nelle profondità si trovino materiali impermeabili, che formino quasi come il piano, oltre cui riesca impossibile ogni ulteriore discesa delle acque nelle viscere della terra. Di questa costituzione in falde acquee sotterranee abbiamo un bellissimo esempio nel sottosuolo

di Torino. Vediamo come il suolo di Torino sia costituito fino ad una certa profondità da un materiale detritico, che costituisce ciò che i geologi chiamano cono di deiezione, che risulta di frammenti, o detriti, i quali provengono dalle roccie della valle di Susa, e che forma apice appunto verso quella valle. Questa specie di accumulo, disposto a ventaglio, dei materiali detritici si è prodotto in un gran numero di secoli addietro per opera di fiumane molto più potenti di quelle d'oggidì. Se cerchiamo di scavare dei pozzi, partendo dalle regioni più prossime al Po, troviamo, che il livello, a cui incontrasi una falda acquea, è sempre più profondo in rapporto col livello esterno del suolo; questa falda acquea realmente scorre e declina verso il Po, il quale ne rappresenterebbe nelle vicinanze della nostra città il canale di drenaggio, di scarico, e tanto, che se noi prendiamo a percorrere la sinistra sponda del Po e del Sangone fino a Beinasco, troviamo dappertutto sorgenti che presentano gli stessi caratteri di potabilità per parte delle acque che ne provengono, la stessa composizione chimica, e la stessa temperatura compresa fra 13 e 13°,5 c. Quest'acqua però non è vero che provenga unicamente da filtrazione dall'esterno verso l'interno in vicinanza della nostra città, ma da una falda acquea alimentata da acque cadenti e infiltrantisi in regioni più lontane, nella valle di Susa. Neppure deve ammettersi dovuta alle infiltrazioni laterali delle acque di vicini torrenti, e nel nostro caso delle acque della Dora Riparia, giacchè si è verificato in alcune località, che questa falda acquea sotterranea viene ad essere superiore di livello al letto della Dora Riparia stessa. Bisogna quindi riconoscere nella falda acquea sotterranea di Torino l'accumularsi, l'infiltrarsi e lo scendere di acque cadute nelle regioni della valle di Susa fino ad una certa profondità, dove, trovando un declivio naturale, esse sono condotte fino a Torino verso il Po.

Un esempio ancora di falda acquea ben studiabile nel suo andamento è dato dal deserto di Sahara.

Nelle stagioni piovose una falda acquea si rigonfia, e si deprime quando abbiamo scarsità d'acque. In generale il terreno sovrastante alla falda acquea, essendo permeabile in tutti i suoi

strati, favorisce quelle oscillazioni; ma se invece qualche strato superficiale viene a costituire una specie di tetto sovraincombente impermeabile, questo fa resistenza contro le oscillazioni del pelo d'acqua; e se facciamo un foro in questa crosta impermeabile, abbiamo il verificarsi di un movimento ascensionale dell'acqua. Ma questo innalzarsi dell'acqua nei fori che operiamo non sarà di grande importanza, quindi da non confondersi col moto ascensionale, che si verifica nei pozzi artesiani. E precisamente nel deserto di Sahara abbiamo questa impermeabilità del suolo che permette l'elevarsi dell'acqua in fori operati in posizioni convenienti.

Per quanto riguarda la temperatura delle acque costituenti queste falde acquee sotterranee, essa non è tanto differente dalla temperatura dell'ambiente in cui trovansi, anzi è press'a poco quella rappresentata dalla media annuale del luogo, in cui la falda acquea si studia; questo certo dipendentemente dalla maggiore o minore profondità, da cui vengono a giorno le acque. Se questa profondità viene ad essere press'a poco quella in cui si verifica lo strato a temperatura costante del luogo, è naturale che l'acqua presenterà una temperatura pressochè costante e pressochè uguale alla media temperatura annuale del luogo. E trattandosi della falda acquea del sottosuolo di Torino ci troviamo perfettamente nel caso, poichè essa s'incontra a 18 o 19 metri di profondità, dove appunto si ha press'a poco una temperatura di circa 13° c., vicina alla media temperatura annuale della nostra regione.

L'argomento della temperatura delle acque ci porta ad aprire una parentesi. Non ci occuperemo per ora di quelle acque, che godono di temperature molto superiori a quella media delle regioni, in cui vengono a giorno, giacchè le acque termali, che così si chiamano tali acque, non hanno a che fare colle falde acquee di cui parlammo finora, perchè esse devono la loro temperatura speciale ad agenti endogeni, che vedremo a suo tempo, trattando della geologia endogena. Come anche non ci occuperemo ora delle acque minerali, perchè, dipendendo i loro caratteri da fenomeni endogeni, saranno trattate discorrendo di tutti i fenomeni termici,

che hanno attinenza colle forze che si sviluppano nell'interno della terra.

Riguardo alle sorgenti, che sono formate dall'uscita a giorno delle falde acquee sotterranee, è facile comprendere come non possano mai esser molto voluminose, perchè non rappresentano, se non una specie di trasudamento dei materiali permeabili imbevuti di acqua.

Veniamo alla circolazione che possiamo chiamare di *interstratificazione*. C'è però pochissimo a dire. Data una regione terrestre, in cui si abbiano strati o completamente impermeabili, o alternativamente permeabili e impermeabili, si viene a costituire in questa regione tutto un sistema circolatorio dipendente dal modo con cui gli strati sono disposti.

Se il fianco di una montagna è costituito da una serie di strati tutti impermeabili e inclinati in un senso determinato, e tra uno strato ed un altro troviamo delle infiltrazioni d'acqua, esse vengono a costituire dei trasudamenti, che possono avere l'importanza di vere sorgenti, se vengono a giorno con un sufficiente quantitativo d'acqua. Ne viene di conseguenza, che tutte le volte che ci occuperemo della presenza di sorgenti di acqua in determinate regioni, dopo aver constatato se i terreni siano permeabili o non, oppure se più o meno permeabili, dovremo anche dare uno sguardo all'assetto stratigrafico della regione stessa. È un fatto naturalissimo, che l'andamento delle acque dipende dall'andamento stratigrafico della regione; là dove gli strati inclinati presenteranno le testate di rottura inferiore, e dove si avranno tagli netti, è là che dovremo cercare sorgenti; le rotture in alto si prestano piuttosto all'imbevimento d'acque. Questo ci spiega, come si possa dare il caso di due regioni vicinissime, di cui l'una si presenti ricchissima e l'altra povera di sorgenti.

Abbiamo un caso speciale di regime acqueo sotterraneo nei terreni costituiti di strati alternativamente permeabili e impermeabili. Allora è chiaro, che si costituiranno tante falde acquee, quante sono queste alternanze, e l'acqua scenderà tra strato e

strato, finchè, giunta sul piano di uno strato impermeabile, deve seguitare l'inclinazione della sua faccia, e là dove avremo il cambiamento di natura dei terreni, avremo le sorgenti.

Abbiamo già detto come nelle depressioni delle colline dell'Astigiano si abbiano nel fondo terreni argillosi appartenenti al pliocene inferiore marino, e al dissopra si abbiano le sabbie plioceniche anch'esse. Gli strati superficiali vengono perciò ad essere eminentemente permeabili, ed impermeabili i profondi; il fondo delle valli si presenta quindi anti-igienico per soverchia umidità, vi si sviluppa una vegetazione adatta ai terreni argillosi ed umidi. Stanno per questo in alto le abitazioni, perchè quivi si hanno condizioni igieniche migliori pel fatto della permeabilità del terreno. Di più, invece di trarre l'acqua dall'interno per mezzo di pozzi, che riescirebbero troppo profondi, si usa andare a prenderla alle sorgenti, che scaturiscono in basso, al disotto dei paesi abitati, e a mezza costa, dove si trova il limite di separazione tra le sabbie permeabili e le argille impermeabili.

Un altro argomento che si riattacca alla disposizione alternata degli strati permeabili e impermeabili in relazione alle correnti di interstratificazione è quello dei così detti *pozzi artesiani*. In un pozzo artesiano abbiamo per carattere essenziale il movimento d'ascensione delle acque, che dipende da un fatto idrostatico semplicissimo. Immaginiamo una valle, un bacino qualunque, anche di non grande profondità, che presenti una serie di strati disposti in curva, in piega concava, uno di essi impermeabile sovrapposto ad uno permeabilissimo, il quale a sua volta si trovi sopra uno o più strati impermeabili. L'acqua non potrà dall'alto penetrare nello strato permeabile, ma vi potrà pervenire dai fianchi, e allora si troverà obbligata ad accumularsi in questa specie di tubo ad *U*, ove sarà soggetta a pressioni continue esercitate dalle acque, che provengono da destra e da sinistra. Quindi, se noi operiamo un foro in corrispondenza della curva inferiore del canale, in cui l'acqua è accumulata, succederà manifestamente, che questa salirà per quel foro, e

giungerà sino ad un certo livello, che non è precisamente quello da cui proviene l'acqua penetrata nel canale, ma che è più o meno ragguardevole secondo la discesa, che l'acqua stessa è obbligata a fare per accumularsi in quella depressione sotterranea.

Se tali condizioni geologiche stratigrafiche si riproducono più e più volte nella stessa serie di strati, può avvenire, che a varî livelli si abbiano di quelle depressioni capaci di dare tutte una massa d'acqua animata da un movimento ascensionale più o meno potente, ed è quello che si è verificato appunto nel maggior numero delle località, ove, essendosi esaurita una o più falde acquee, si rimisero in vigore i pozzi artesiani corrispondenti, affondandoli viemaggiormente.

I pozzi artesiani sono anche chiamati *pozzi modenesi*, giacchè è nel Modenese, e non nell'Artois in Francia, che si sono costrutti i primi pozzi di tal genere.

Riesce talora imprudente l'aprire un soverchio numero di pozzi artesiani in una determinata regione. Il bacino di Parigi presenta condizioni molto acconcie all'apertura di tali pozzi; vi hanno infatti alternanze di strati gessosi, di marne, di sabbie, di calcari, materiali molto varî e dotati di varia permeabilità. Malgrado tutto questo però non conviene aprirvi molti pozzi a piccola distanza l'un dall'altro, giacchè può avvenire il caso, che l'apertura di un secondo pozzo artesiano in vicinanza di uno già in vigore arrischi di indebolire la potenza di questo. Possiamo a questo proposito riferire alcuni dati. Nel 1842 si aprì il famoso pozzo di Grenelle, che aveva allora una portata di 3200 m. c. di acqua in 24 ore. Coll'andar del tempo questa portata diminuì. Nel 1856 esso non era più che di 900 m. c. La colonna d'acqua si faceva salire fino a 73 metri al dissopra del suolo per poterla distribuire meglio nelle località circostanti. Nel 1861 si aprì il nuovo pozzo di Passy, pare nello stesso serbatoio in cui erasi aperto quello di Grenelle; invero, la portata di questo discese successivamente a 345 m. c. Riguardo alla profondità dei due pozzi, l'uno, quello di Grenelle, conta 548 metri di profondità, l'altro metri 587.

Passiamo ora alla circolazione acquea, che si verifica attraverso le soluzioni di continuità irregolari nelle masse delle roccie. Si comprenderà, com'è naturale, che queste correnti avranno un andamento molto irregolare.

Le roccie si presentano quasi tutte più o meno sconquassate; i calcari specialmente. L'acqua può penetrare ampiamente in questi canali interni, e vi sono regioni perciò, che trovansi assolutamente prive di correnti superficiali a causa del fatto, che tutta l'acqua, che si accumulerebbe alla superficie, invece passa attraverso alle spaccature ampie e numerose a costituire un abbondante regime acqueo sotterraneo. La Dalmazia, il Montenegro, la regione delle Puglie in Italia non presentano fiumi superficiali, giacchè le acque vi sono interamente bevute dalle spaccature del suolo, e costituiscono corsi sotterranei. Le aperture esterne di assorbimento si chiamano nel Giura *emposieux* o *entonnoirs*, in Grecia *catavotre*, *foïbe* nell'Istria, *dolinas* in Croazia, *inglutidors* nel Friuli.

Abbiamo detto come le acque, filtrando attraverso le fessure delle roccie, possano costituirsi in corsi sotterranei e riuscire poi a giorno sotto forma di sorgenti spesso voluminose, ed abbiamo citato ad esempio le Alpi orientali, ove è frequentissima la cosa. Da noi pure è frequente questo fatto, specialmente dove si sviluppano roccie calcaree. Abbiamo nelle nostre Alpi caverne generalmente aperte nei terreni calcarei, e vedremo come la formazione di queste caverne sia in intimo rapporto con questa specie di torrenti sotterranei. Nella caverna di Bossèa, ad esempio, si può studiare molto bene l'andamento delle acque.

Quest'azione o còmpito dei torrenti sotterranei ad aprire e dilatare caverne vedremo verificarsi nei calcari specialmente, perchè sono essi, che più si prestano al lento lavorìo di erosione delle acque. Accenniamo ancora ad un altro fenomeno che si connette ai fatti preaccennati. Vediamo cioè quale sia il meccanismo probabile delle sorgenti dette *intermittenti*, cioè di quelle sorgenti, che hanno periodi più o meno lunghi di emissione alternati con altri di apparente esaurimento. La du-

rata di questi periodi è in rapporto colla stagione piovosa più o meno lunga e coll'approvigionamento che ne può susseguire. Il meccanismo probabile di tali sorgenti è il seguente: il canale sotterraneo è ripiegato più e più volte su se stesso in modo da formare un sifone semplice o complesso, dei serbatoi, o un solo serbatoio si trova lungo il tragitto del canale, ed in allora, prima che l'acqua possa uscire all'esterno, è necessario che il serbatoio sia riempito fino all'altezza della piega saliente del sifone. Comincierà allora l'efflusso, il quale seguiterà finchè il livello dell'acqua nel serbatoio interno sia disceso alla curva scendente del sifone. L'efflusso rimarrà interrotto fino a completo riempimento del serbatoio per dar luogo allora a nuovo periodo di emissione. Si comprende che, a seconda della maggiore o minore quantità d'acqua che arriva nel serbatoio, o secondo la maggiore o minor rapidità di riempimento del serbatoio stesso, si avranno periodi più o meno lunghi di emissione o di cessazione di emissione. Può avvenire ancora, che i canali, i quali tagliano le masse rocciose, vengano ad uscire sulle sponde del mare, sul piano inclinato che scende al fondo del mare, od anche sul fondo stesso del mare. Ciò avviene specialmente in corrispondenza delle così dette *faglie*, o *spostamenti* con voce italiana. Questi spostamenti non si limitano alle terre emerse, ma possono continuarsi e influenzare anche le roccie costituenti il fondo marino; allora avviene, che se queste linee di discontinuità nelle roccie possono essere approvigionate di acqua che viene dall'alto, questa verrà a sboccare in mare, e si costituiranno le così dette *polle* submarine. Una bellissima polla usufruita per l'approvigionamento delle navi da guerra, l'abbiamo alla Spezia; essa è dovuta precisamente ad uno spostamento, nel quale i torrenti di regioni anche distanti dalla spiaggia si inabissano, e formano una sorgente molto poderosa sboccante sotto mare; l'acqua dolce, essendo più leggiera dell'acqua salata, viene a galla in modo da presentare un rilievo convesso sensibile sulla superficie marina.

Abbiamo osservato come in regioni calcaree manchino talvolta i fiumi, e fra gli altri esempî citammo la Terra di Bari; infatti,

non troviamo fiumi veri a cominciare dall'Ofanto, che sbocca nell'Adriatico presso Manfredonia, fino al Basento avente foce nel Mar Ionio presso Taranto. Tali regioni sono costituite di terreni calcarei eminentemente fessurati; vi si trovano non solo delle fessure, ma grandi aperture superficiali, che sono vere voragini, in cui si inabissano le acque; il nome locale di tali voragini è quello di *grave*. Orbene, tutto lungo la costa si trovano polle, le quali non sono altro, fuorchè uscite sottomarine dei torrenti profondi risultanti.

Veniamo ora ai laghi. Tuttavolta che la superficie terrestre non si presenta costituita in piani inclinati, continui e regolari scendenti fino al mare, oppure che tra i rilievi si presentano depressioni senza sbocco, tutte le volte che la superficie della terra si oppone alla libera discesa delle acque superficiali fino al mare, queste acque si arrestano, riempiono le depressioni fino al livello superiore dell'ostacolo che si presenta al loro corso, e formano così grandi ammassi di acqua dolce o salata, od anche delle semplici pozzanghere, che scompaiono in breve per poi ricomparire con eguale rapidità. Si comprende da ciò, come si possano avere laghi, di cui l'estensione è immensa, come il Caspio, il Baikal e i principali laghi del continente Americano, e tali che debbano considerarsi come veri mari interni, e laghi di poche centinaia di m. q., i quali nondimeno mantengono ancora il carattere di veri laghi.

Dunque, per riguardo all'estensione, non possiamo ammettere una classificazione dei laghi. Possiamo però ammettere una classificazione geografica basata sul modo di approvigionamento e di ricambio delle acque di un lago. Si hanno laghi alimentati da uno o più fiumi, a cui serve di scaricatore un'altra corrente, come, ad esempio, il lago di Ginevra ed il lago Maggiore. Abbiamo poi laghi, in cui apparentemente non si hanno fiumi, i quali vi portino le loro acque, ma appena alcuni rigagnoli, che scompaiono affatto in stagioni di siccità, ma aventi però il loro scaricatore; in tal caso possiamo dire, che il lago è alimentato dal continuo affluire in piccoli filamenti delle acque in stagioni di pioggia.

Si può dare un altro caso: chi ci impedisce di ammettere che un lago possa essere alimentato da canali sotterranei? Può benissimo succedere, che delle numerose correnti sotterranee, come alcune hanno uscita sulle sponde o sul fondo del mare, altre trovino la loro uscita sulle sponde o sul fondo di qualche lago; come pure può verificarsi ancora il caso di laghi alimentati da un immissario superficiale, in cui l'acqua sia eliminata da un emissario sotterraneo. Ma nei laghi di non grande portata l'approvigionamento e l'emissione si fanno in altro modo: non abbiamo nè torrenti, nè fiumi, ma le acque circostanti li alimentano in stagioni piovose, e l'eliminazione si fa tutta per opera pura e semplice dell'evaporazione; e sono questi i laghi che presentano i maggiori aumenti in certe determinate stagioni dell'anno, o per un certo seguito di anni, a seconda che si hanno stagioni piovose più o meno prolungate, oppure le maggiori diminuzioni, se si hanno lunghe stagioni di siccità; e sono ancora i laghi più piccoli quelli che presentano oscillazioni più marcate. Per cui geograficamente noi potremo ammettere la seguente classificazione dei laghi:

1° Laghi aventi immissario ed emissario palesi, superficiali; ad esempio, i grandi laghi d'Italia, quello di Ginevra e quello di Costanza, e in genere i più grandi laghi conosciuti.

2° Laghi aventi immissario e emissario non palese; l'emissario di questo può essere nascosto, oppure si può fare l'eliminazione delle acque solo per evaporazione più o meno potente.

3° Laghi aventi emissario e immissario non palese; questi possono essere alimentati da canali sotterranei o dallo scolo delle acque in stagioni di pioggia.

4° Laghi che non presentano affatto immissario, nè emissario.

Questa classificazione geografica però non è quella che possa contentare il geologo, che più d'ogni cosa debbe cercare il modo di origine, deve cioè, nel nostro caso, classificare i laghi avendo riguardo al loro modo d'origine.

Abbiamo visto che origine dei laghi sono le depressioni, gli ostacoli, che impediscono una libera discesa delle acque; e tali depressioni, tali ostacoli possono essere formati in modo diverso.

Possono dipendere dai fatti che originarono i rilievi, e allora saranno orografiche; possono queste aver importanza generale nella costituzione dei rilievi terrestri, o possono risultare da fatti speciali. Così abbiamo definito i rilievi terrestri come certe rughe, che si formarono alla superficie della terra; e abbiamo un sistema di quelli disposti nel senso dei meridiani, e un altro nel senso dei paralleli di latitudine. Nell'incrociarsi di quelle rughe può avvenire, che venga a chiudersi in tal caso lo sbocco di un bacino interno, e costituirsi per tal modo una regione di laghi; ma, come questi devono avere uno sviluppo in rapporto coi grandi rilievi che ne formano il bacino, così questi bacini interclusi avranno generalmente uno sviluppo ragguardevole. Ed è appunto a questa orografia primordiale, che dobbiamo riferire certi bacini lacustri, che dànno a talune regioni della terra un'impronta speciale, la vera impronta di regioni di laghi. Tale la regione che dalle alture Abissine in Africa viene fino alle montagne che fanno riscontro al Golfo di Guinea, tale quella detta appunto *dei laghi* nell'America Settentrionale. Ora queste grandi depressioni di veri laghi, o mari d'acqua dolce interni, sono probabilmente dovute ai fatti stessi, che fin dapprincipio hanno determinato i rilievi generali alla superficie della terra. Ma il lavoro delle forze endogene non si è arrestato, si può dire invece che continua; le masse solide continuano ad oscillare in guisa da originare dei continui cambiamenti e variazioni di livello. Può avvenire, come è già constatato, che certe regioni, che prima davano libero sfogo alle acque, vengano modificate per modo, che si costituiscano depressioni interne più o meno profonde, le quali diano origine a dei laghi. Ed in queste condizioni possiamo ammettere l'esistenza di tutti i mari interni salati, che stanno fra il Mar Nero e l'Oceano Glaciale Artico, e che formano una serie, di cui il Caspio è il maggiore. Abbiamo già detto anche, come basti un piccolo sollevamento per trasformare certe località in vere regioni di laghi; e ciò è quello che s'è verificato per il canale che doveva unire le acque del Mediterraneo a quelle dell'Oceano Glaciale Artico.

Da quello che abbiamo detto, dovremmo considerare le grandi masse di acque interne salate come residui di acque marine, chiuse per sollevamento di roccie. Questo può stare in generale; il maggior numero di questi laghi diffatti non rappresenta, che lembi di mare destinati dopo non grande tempo a scomparire; tale il Mar Morto in Palestina. Però non succede sempre così; quel grado di salinità non comune di certi laghi non ci deve sempre farli supporre come lembi di mare staccati per forze endogene, giacchè è naturalissimo, che i grandi fiumi possono portare in copia a certi laghi delle materie saline, e questi laghi, non avendo emissario ed eliminandosi l'acqua per sola evaporazione, succederà quello che abbiam veduto avvenire pel mare, che cioè il continuo trasporto di sali per opera dei fiumi, delle acque continentali, che vi mettono foce, aumenterà in certi bacini il grado di salinità, e tanto più se quelle acque passano per terreni capaci di dare molti sali minerali solubili.

Le depressioni dei bacini lacustri possono essere formate dalle accidentalità stratigrafiche, di cui abbiamo già detto qualche cosa. Tuttavolta che una valle non abbia libero efflusso, essa è destinata a riempirsi delle acque che vi scorrono. Il modo di presentarsi di queste depressioni è in intimo rapporto coll'assetto stratigrafico della regione stessa. Così i *laghi di comba*, dei quali abbiamo già discorso qualche poco in altra occasione, sarebbero quelli formati da depressioni interposte tra la testata di uno strato e la faccia rappresentante il piano inclinato dello strato inferiore; essi presenteranno una delle sponde molto scoscesa, quella cioè corrispondente alla testata dello strato superiore. Abbiamo poi i *laghi di chiusa,* quelli formati da spaccature che si riempiono di acqua; si hanno allora laghi molto stretti in paragone colla lunghezza e molto profondi. Abbiamo i *laghi delle valli di sollevamento*, e allora questi presenteranno per le loro sponde i caratteri che hanno le valli stesse, e sono in genere laghi relativamente ampî, che presentano due sponde opposte a dolce declivio.

Parlando delle valli abbiamo detto qualche cosa sulle valli a scaglioni, rappresentate di frequente nelle nostre Alpi, per

cui si sale per salite piuttosto ripide a successivi ripiani. Le masse di ghiaccio corrodono questi ripiani o pianerottoli, su cui si rovesciano, e vengono a costituire dei bacini di erosione. Orbene, come le valli di erosione presentano più e più di questi scaglioni, si possono pure presentare parecchi di questi bacini trasformati in *laghi a scaglioni*, ed è perciò che in tal sorta di valli delle nostre Alpi troviamo di frequente serie di laghi alternati da cascate.

Una depressione curiosa, che può dar origine a bacini lacustri aventi forme speciali, è quella dovuta ad azioni vulcaniche. Avviene di frequente, che nei crateri dei vulcani si otturi il camino, e che in esso si accumulino le acque; si costituiranno così dei *laghi vulcanici*. Questi laghi sono chiamati appunto *crateri-laghi*, e si trovano frequenti, ad esempio, passando dalla Toscana alla Campagna Romana e da questa al Napoletano.

Veniamo ora ad altri laghi, quali quelli che occupano bacini di erosione. Abbiamo già detto dei laghi delle valli a scaglioni. Ma rimontando una valle di erosione, o mista, di frequente troveremo alla sommità una porzione occupata da uno o più laghi. In questo caso bisogna ancora riconoscere l'azione dei ghiacciai. Se i ghiacciai sono quelli che erodono profondamente le valli, è precisamente dall'alto, che incomincia questo lavorìo, ed è appunto in alto, ove si manifesta con maggiore potenza. Finchè il ghiacciaio occupa tutta la valle, nulla è visibile all'esterno del bacino che viene a costituirsi per lavorìo di erosione; ma quando il ghiacciaio scompare, allora le acque formano un bacino lacustre all'origine della valle. Grandissimo numero delle nostre valli alpine presenta un siffatto lago alla loro origine. Che ai ghiacciai possano essere dovuti per erosione molti bacini lascustri nell'alto delle valli, possiamo subito argomentarlo dalla coesistenza di roccie levigate e arrotondate, le quali attestano l'antica presenza di ghiacciai in quelle regioni. Ed è in queste località appunto, ove troviamo frequentissimi e numerosi i laghi, perciò chiamati *laghi per erosione*. Nell'alto della valle della Germagnasca, tributario del Chisone, si trova sotto la punta del Cournour un antico circo glaciale; quivi i

ghiacciai, non solamente hanno limato i crestoni delle roccie, ma, scorrendo fra dosso e dosso, hanno dato luogo ad una quantità di piccole conche, oggidì occupate da ben tredici laghi.

I bacini lacustri per erosione possono ancora avvenire altrimenti. Supponiamo un fondo di valle costituito da roccie di diversa natura, le une più friabili, le altre più resistenti; l'azione fisica e chimica di tutti gli agenti esterni può dirsi accentrata sulla roccia meno resistente, ivi si compierà più potente l'erosione, e si formerà una depressione che, occupata dalle acque, darà luogo ad un bacino lacustre per erosione, perciò non più dovuto ai ghiacciai.

Una grande categoria poi di laghi può essere devoluta a fatti orografici e nel tempo stesso ad agenti esogeni, i quali crearono sbarramenti a valli, a depressioni orografiche, impedendo l'uscita alle acque. Lo sbarramento può avvenire in grande o in piccolo, e per varie cause. In molte valli alpine abbiamo il costituirsi di *laghi per sbarramento* per il fatto di piene di torrenti laterali, che formarono dighe trasversali con materiali di alluvione, i quali, assodandosi, costituirono in molti casi una barriera molto resistente al corso delle acque. Altre volte una parte di montagna, che si sfascia, viene ad ostacolare una corrente superficiale di acqua che, accumulandosi, dà quindi luogo ad un bacino lacustre. Si hanno pure laghi originati per sbarramenti di correnti dovuti a grandi masse di ghiaccio, perchè un ghiacciaio può ampliarsi al punto da riempire tutta una valle, rimontando anche sui versanti di essa. In tali casi le acque si accumulano ancora, finchè in certe determinate circostanze il ghiacciaio si rompe, e le acque riprendono il loro corso. Ne abbiamo un esempio al lago del Rutor nella valle d'Aosta sopra la Thuille, pel quale si ha memoria, che l'acqua giunse fino a 50 e più metri di altezza; ma poscia, essendosi rotta la diga di ghiaccio, si ebbe una enorme inondazione, giacchè scesero lungo la valle ben 4 milioni e mezzo di m. c. d'acqua in uno spazio di 5 o 6 ore appena.

Vi sono infine gli sbarramenti costieri. Parlando dell'azione delle correnti superficiali, vedremo come i fiumi portino a mare

una grande quantità di materiali; ma non tutti questi materiali giungono fino a mare; una parte di essi si allinea là, dove la corrente del fiume urta la massa del mare, e si vengono a costituire i così detti *cordoni litorali*, dietro cui stanno le *lagune*.

Le *maremme* sono esse pure in gran parte dovute a questi cordoni o sbarramenti litorali.

Esaminate le depressioni lacustri di origine orografica e di semplice erosione, ora abbiamo ad occuparci dell'ultima categoria delle depressioni lacustri di origine mista, o per meglio dire di quelle, che risultano da sbarramenti di valli. Per intervento di agenti posteriori qualche valle venne sbarrata, e le acque che prima scorrevano liberamente nella valle stessa, venendo ad essere arrestate, hanno dovuto accumularsi, e formare un lago, finchè potè essere superato l'ostacolo, per cui l'accumulo di acqua si era formato. Abbiamo pure passato in rivista diverse cause di sbarramenti nelle valli montane. Ma tutti questi sbarramenti per frane, per trasporto di materiali dai torrenti laterali e per discesa di ghiacciai, non possono sussistere per molto tempo, bensì sono soggetti a demolizione molto rapida. In conseguenza i laghi, a cui dànno origine, non solo hanno poca estensione relativamente agli altri laghi in genere, ma sono anche soggetti a repentina scomparsa. Abbiamo invece una categoria di laghi di sbarramento ben altrimenti importanti, e sono quelli che troviamo generalmente alle falde di grandi catene montuose, e che occupano completamente lo sbocco di una valle; in questo caso si hanno ancora sbarramenti, ma non sono veramente necessarî. Molti di questi laghi trovansi invero ad avere il pelo delle loro acque ad un livello superiore a quello del mare, ma il loro fondo, per contro, di centinaia di metri inferiormente, per cui essi rimarrebbero anche se lo sbarramento non esistesse.

Tali sono i grandi laghi italiani che trovansi a piè delle Alpi. Mentre i laghi italiani allo sbocco delle valli alpine sono da ascriversi pressochè completamente a questa terza categoria,

quelli alpini svizzeri sono dovuti quasi tutti al puro e semplice riempimento di depressioni preesistenti senza intervento di azioni glaciali, depressioni puramente orografiche. Detti laghi italiani sono orografici, inquantochè occupano spaccature prodottesi nell'atto del sollevamento dei rilievi, in cui sono incise, mentre, presentando nel caso delle Alpi, uno sbarramento dovuto all'azione glaciale, accennano ancora al tipo dei laghi provenienti dalla azione dei ghiacciai.

Prima però converrà accennare ad un tipo di laghi dovuti esclusivamente all'azione glaciale, cioè ai così detti *laghi morenici*. Tutti avranno udito parlare dei laghi di Trana e di Avigliana; essi non sono laghi, che abbiano sponde rocciose, non sono da ascriversi tra quelli della terza categoria, ma sono bacini di acque, che si accumulano entro ripiegature di formazioni detritiche, di accumuli di materiali prodotti dai ghiacciai antichi, che ricevettero il nome di morene. Ritorneremo a suo tempo sull'argomento delle morene; per ora spieghiamo in poche parole il loro modo d'origine, e nel caso suaccennato dei laghi di Trana e Avigliana il modo con cui si poterono formare i cordoni morenici, che ne costituiscono le sponde. Il ghiacciaio esce dalla valle nativa, si accascia lateralmente, e forma un'espansione di ghiaccio nella valle di ordine superiore. Così il ghiacciaio resta per un tempo più o meno lungo, ed al suo termine si viene a costituire una specie di cordone morenico di tutti i materiali, che vi giungono sul dorso del ghiacciaio stesso; esso non è altro che la morena frontale del ghiacciaio. Mettiamo poi che il ghiacciaio si ritiri; si avranno però dei periodi di sosta che si interporranno al movimento di indietreggiamento del ghiacciaio. Può avvenire, che in uno di questi periodi si formi, a monte del primo, un altro cordone morenico, e che ciò si verifichi più d'una volta; avremo per tal modo tanti cordoni morenici, e tra due qualunque di essi un solco chiuso da ogni parte, inquantochè i cordoni, che lo costituiscono, formano due archi di raggio diverso, il maggiore a monte, che vengono a giustaporsi nei loro estremi, e che non presentano nessuna apertura, salvo il caso di uno sbrecciamento posteriore alla formazione del solco.

Tali cordoni morenici non sono sempre formati di materiali incoerenti, di frantumi accatastati; in molti casi si presentano effettivamente costituiti di frantumi rocciosi di diverso aspetto, caoticamente messi assieme, ma frequentemente tra frantumi e frantumi si inserisce della melma glaciale, — di cui ci occuperemo più avanti — melma, che quando è assodata diventa un materiale impermeabile. Ciò spiega come noi possiamo trovare dei laghi sopra accumuli di materiali detritici rocciosi, i quali sembrano tutt'altro che acconci a formare conche, nelle quali si possa raccogliere ed accumulare una massa d'acqua, ma che diventano atte a questo per riempimento degli interstizî mediante la melma glaciale.

I laghi sovracitati di Trana e di Avigliana corrispondono appunto a due laghi formati da cordoni morenici concentrici. Di più abbiamo ancora la torbiera di Trana, che era un antico lago, ora scomparso, e che avrebbe perciò costituito un terzo lago di quella stessa specie. Più al basso del lago di Avigliana troviamo ancora un arco o cordone morenico, che oggidì vediamo tagliato specialmente dove ha luogo l'uscita dell'emissario dei laghi; ivi trovasi pure una regione torbosa, che manifestamente rappresenta un quarto lago, ancor esso scomparso. Avevamo quindi una serie di ben quattro laghi interclusi a cordoni morenici. Ecco adunque una categoria speciale di laghi non dovuti a depressioni orografiche, nè ad erosione, e neppure laghi di origine mista, come lo sono quelli, di cui ci occuperemo or ora; sono invece bacini lacustri formatisi durante il periodo glaciale, e dovuti esclusivamente a sbarramenti morenici.

Noi troviamo alle falde delle Alpi una serie di laghi, che si presentano come valli completamente riempite di acqua; tali il lago di Garda, il lago d'Iseo, il lago di Como, il lago Maggiore, il lago di Varese, e via dicendo. Essi confinano a valle con colline concentriche, le quali vengono a formare quasi sbarramento ad ogni singolo lago. Se esaminiamo queste colline, le vedremo formate precisamente come le morene d'oggidì; così le colline terminali del lago di Garda, e specialmente del lago di Como, del lago d'Orta intimamente legato al lago Maggiore,

e del lago Maggiore stesso, sono di origine morenica. Si avevano prima delle valli sgombre di acque, o per lo meno corsi d'acqua che potevano uscire liberamente dalle valli stesse, ma poi intervenne l'agente glaciale, che formò tante colline di sbarramento, e si originarono i laghi alpini, che costituiscono veramente una caratteristica della nostra falda alpina italiana. Il dire però che si originarono questi laghi per la formazione di quelle colline di sbarramento, non è propriamente esatto, inquantochè gli stessi laghi potrebbero esistere, ridotti a minor estensione, anche se venissero tolti quegli sbarramenti. Diffatti, se il pelo delle acque del lago Maggiore arriva a 195 metri sul livello del mare, la sua profondità massima essendo di metri 375, esso trovasi col suo fondo ad un'altitudine negativa rispetto allo stesso livello del mare di 180 metri. Così nel caso del lago di Como tale altitudine negativa viene ad essere più marcata, cioè di metri 204; di metri 108 pel lago d'Iseo, di metri 8 pel lago di Lugano, e di metri 225 pel lago di Garda.

Se poi consideriamo i laghi che trovansi sul versante opposto delle nostre Alpi, non troveremo più il fatto accennato, inquantochè anche le massime profondità di quei laghi sono ancor superiori al livello marino. E questo va pienamente d'accordo con un fatto, a cui abbiamo accennato altra volta, fatto che abbiamo espresso, dicendo, che le maggiori profondità, le maggiori depressioni corrispondono sempre ai pendî più ripidi dei rilievi; per cui nel versante svizzero delle Alpi non si verificano quelle depressioni così profonde, che sono possibili invece sul versante italiano.

Lo spiegare il modo d'origine vero dei laghi alpini non è cosa semplicissima; si continua oggidì ancora a discutere in proposito, la questione essendo veramente molto complessa. Crediamo si possa avere una molto probabile spiegazione riferendoci a certe località, in cui, verificandosi identiche condizioni, avvengano oggidì press'a poco le stesse cose, che possono essere avvenute in tempi più addietro nelle nostre valli alpine, riferendoci cioè a regioni più nuove, meno modificate dagli agenti esterni, e che presentino oggidì quei fenomeni, che altra volta han dovuto presentare le nostre località.

Noi troviamo anzitutto il continente Groenlandese, che dalla parte occidentale presenta pareti di roccie tagliate a picco ed incise da canali profondi marini precisamente paragonabili alle nostre valli alpine molto profonde e ristrette specialmente al loro sbocco quando, più basse di livello, ricevevano le acque marine; però quei canali trovansi oggidì ricolmi generalmente da grandi ghiacciai, che non permettono di studiare il fondo e le pareti di essi. Ma abbiamo poi la penisola Scandinava, che somiglia molto alle nostre regioni alpine nel suo versante nord-ovest; in essa noi troviamo il clinale delle montagne avvicinato al mare di molto a nord-ovest, mentre il versante più sviluppato guarda verso sud-est; quindi la penisola Scandinava si trova, sotto questo punto di vista, col versante sud-est precisamente nelle condizioni, in cui è la Svizzera rispetto alle Alpi, e col versante nord-ovest, appunto come l'Italia nella sua parte superiore presso il versante meridionale delle Alpi. Aggiungasi, che noi troviamo precisamente lungo la costa nord-ovest della Scandinavia tagliati dei canali marini molto profondi, che s'internano per diecine di chilometri con ampiezze talora di appena 600 o 700 metri, limitati lateralmente da muri di roccie di 1000 e più metri di elevazione, e coronati in alto da ghiacciai. Questi canali ricevono il nome di *fiord*. Orbene, si verifica il fatto, che in corrispondeza dello sbocco di questi canali si ha una specie di accumulo, di elevazione sottomarina non costituita da vera roccia, come le montagne di quelle regioni, ma formata da materiali glaciali, e precisamente là, dove i *fiords* sboccano in mare. Ciò vuol dire, che vi fu un'epoca, nella quale i ghiacciai, che ora trovansi sulle elevazioni molto addentro della regione, venivano fino a mare, precisamente come vediamo verificarsi oggidì pei ghiacciai della Groenlandia; ciò vuol dire insomma, che nella parte nord-ovest della penisola Scandinava succedeva in altri tempi quello che oggidì succede in Groenlandia, e che dove terminavano i ghiacciai si formarono le morene frontali, rappresentate ora dai cordoni sottomarini.

Ora non vediamo noi qualche cosa di grandemente analogo tra le nostre valli alpine e le valli, o per dir meglio i *fiords*,

i canali, e i cordoni morenici sottomarini della Scandinavia e della Groenlandia? Supponiamo diffatti per un momento, che succeda in Italia un deprimersi di tutte le valli alpine di 195 metri; allora il Mare Adriatico giungerà fino all'altezza del pelo d'acqua del lago Maggiore, come penetrerà nelle valli del lago di Garda, del lago d'Iseo, del lago di Como e via dicendo, formando per tal modo altrettanti *fiords*, di cui la profondità sarebbe espressa dalle quote di livello delle rispettive valli alpine, per ciascuna delle quali però si dovrebbe tener conto ancora di un abbassamento di 195 metri; avremmo cioè le valli alpine a maggiori profondità rispetto al livello marino, e occupate dalle acque del mare. Saremmo allora precisamente nelle condizioni, in cui trovansi attualmente le regioni occidentali della Scandinavia. In tempi geologici non molto lontani dai nostri si avevano molto probabilmente queste precise condizioni, o almeno condizioni analoghe a quelle, che troviamo oggidì nella Scandinavia.

Per tutto ciò dobbiamo adunque considerare le depressioni dei nostri laghi alpini come residui di antichi *fiords*, depressioni, che furono coll'andar del tempo sollevate insieme colla intiera regione, quantunque non di tanto da non presentare oggidì il loro fondo a centinaia di metri sotto il livello del mare. Le acque poi dei laghi occupanti tali depressioni si trovano a portare il loro pelo ad una certa elevazione sul livello marino in forza degli sbarramenti morenici formatisi posteriormente e per nulla paragonabili ai cordoni sottomarini di origine glaciale formatisi in Scandinavia. Dopo ciò però si potrà fare la domanda: ma se questi laghi alpini non sono che bracci residui di mare, noi dovremmo trovare in essi non acqua dolce, ma acqua salata; perchè mai non si verifica questa salinità nelle acque dei nostri laghi? L'acqua attuale non è più quella originaria, perchè eliminata completamente per ricolmo posteriore delle depressioni lacustri per opera di materiali detritici. Al riempimento e momentanea scomparsa conseguente dei laghi succedette il loro riescavarsi, ed il loro ricomparire come laghi di acqua dolce.

Sulla origine e sulle modificazioni avvenute pei nostri laghi alpini hanvi diverse opinioni, che noi svolgeremo convenientemente in altra occasione; intanto per ora possiamo ammettere, che i bacini lacustri preesistevano orograficamente allo svilupparsi dei ghiacciai in tutto il bacino della valle ed alla loro discesa alla attuale valle padana; questi bacini lacustri rappresentavano i veri residui dei *fiords*, scomparsi per atto di sollevamento. Prima che i ghiacciai fossero discesi dalle sommità delle Alpi, li avrebbero preceduti fiumane di acqua, di detriti, di materiali glaciali, che tutti assieme avrebbero finito per riempire i bacini lacustri, scacciandone l'acqua salata. Si avrebbe dunque anzitutto una scomparsa delle depressioni già esistenti per riempimento di materiali di alluvione. Questo ricolmarsi di laghi per alluvioni di torrenti e di fiumi è un fatto, che possiamo osservare anche oggidì; doveva quindi succedere in iscala più vasta durante un'epoca, in cui il rovinìo di monti ed il trasporto detritico erano ben più imponenti di quelli, che non siano a' nostri tempi. Così adunque si sarebbero riempiti i bacini lacustri preesistenti; poi discesero i ghiacciai, in seguito a diversi periodi di sosta, di avanzamento e di indietreggiamento, e discesero poco per volta, finchè incontrarono quelle depressioni orografiche riempite di materiali incoerenti. Quivi cominciarono a lavorare scavando e rigettando a valle il materiale divelto, occuparono man mano tutte le depressioni, e poscia, formate le morene a valle dei bacini, si ritirarono; allora le acque avrebbero riempito le depressioni così riescavate, e formato i laghi attuali.

I laghi, attraversati da grandi fiumi, che si presentano come vere valli riempite di acqua, hanno il còmpito di agire come regolatori. Le grandi valli alpine possono in alcune stagioni dare un contingente di acqua enorme, il quale recherebbe certo dei guasti ragguardevoli ai paesi, che sono a poca distanza dallo sbocco di esse valli. Basti notare che nel 1868 il quantitativo delle acque fornite dalla duplice valle della Toce e del Ticino fu tale, che avrebbe prodotto una gran piena, e inondato

quindi i paesi a valle del lago Maggiore, se questo lago non fosse esistito; poichè effettivamente l'aumento di quel quantitativo fu capace di elevare il pelo delle acque del lago non meno di metri 7,60, per cui si ebbe un allagamento delle località più prossime a questo lago, mentre si può appena immaginare, massime da chi sgraziatamente ebbe ad essere spettatore di gravi inondazioni, quale avrebbe potuto essere il guasto inevitabile se la Toce ed il Ticino non avessero riversato quell'eccesso di acqua nel loro gran regolatore, il lago Maggiore. Il calcolo ha dato, che il quantitativo di acque ricevute in quell'epoca da questo gran lago arrivava a 10.000 di m. c. per ogni minuto secondo, mentre pel suo elevarsi di livello l'efflusso a Sesto Calende si riduceva a 5000 m. c. Lo stesso, se non in iscala così vasta, succede per certi laghi tutti gli anni in determinata stagione. Tale il lago di Ginevra che riceve il Rodano e tanti torrenti, la cui portata, durante l'inverno, è diminuita per la minima fusione di nevi e di ghiacci; succedendo poi nella stagione calda la fusione delle nevi, è facile immaginare di quale importanza possa essere il quantitativo di acque, che rappresenta l'aumento della portata delle correnti, che mettono nel lago di Ginevra, il quale è perciò chiamato a funzionare da vero regolatore. In tali epoche il pelo delle sue acque si eleva di metri 1,84 circa, che sopra l'intiera estensione del lago darebbe approssimativamente ben 1100 milioni di m. c. d'acqua. Durante questa stagione il Rodano solo porta al lago 1100 m. c. di acqua al secondo, mentre l'efflusso non è che di 575 m. c.

I laghi hanno ancora un'influenza benefica sul clima dei paesi, che vi si trovano in vicinanza; si può dire, che essi vengono, sotto questo punto di vista, ad esercitare quell'influenza stessa, per cui il mare rende meno rapide e meno forti le varianti di temperatura, che si devono verificare secondo le stagioni nei paesi litorali. Così noi ci spieghiamo come nelle nostre regioni alpine alcuni paesi siano eminentemente favoriti per mite temperatura e per pochissime varianti di clima, dimodochè hanno flore molto analoghe a quelle di paesi situati più a mezzogiorno.

I laghi hanno ancora il còmpito di chiarificare le acque dei fiumi, da cui sono attraversati. Così è, che mentre la Dora Riparia rimane sempre torbida in tutto il suo corso, perchè non attraversa alcun lago, la Stura invece nei suoi diversi rami la troviamo sempre con acque limpide, essendo essa obbligata a deporre tutto il torbido in bacini lacustri.

Geologicamente poi i laghi ci lasciano poco o nulla a dire, perchè quello che succede nei mari, succede in iscala più o meno vasta anche nei laghi. Così abbiamo nei laghi il meccanismo importantissimo della formazione di roccie per sedimentazione, perfettamente come avviene nei mari; il fatto succederà forse in iscala minore, ma se si pensa, che abbiamo laghi, di cui la estensione è relativamente considerevolissima, potremo essere convinti dell'importanza che quel meccanismo di costruzione può prendere anche nei laghi. Come si possano poi distinguere gli strati di origine marina o lacustre vedremo a suo tempo; per ora ci basti sapere, che anche per questo si ricorre ai fossili.

Chiuderemo questo argomento dicendo due parole ancora su altri accumuli di acque, che, appunto perchè non hanno caratteri di veri laghi, ricevettero nomi diversi. Notiamo però subito che non havvi diversità fra laghi e *stagni*, se non per la minor profondità che caratterizza questi, e per la vegetazione palustre che si ha in queste regioni di acque stagnanti. Volendo riassumere i caratteri, che si sogliono far rispondere all'idea di stagno, diremo: pochissima profondità, e mancanza apparente di ricambio delle acque, il quale si fa invece per opera dell' evaporazione.

Gli stagni in vicinanza dei mari costituiscono le così dette *maremme*, o le *lagune* se molto ampie e maggiormente profonde. Quando trovansi più entro terra ricevono nei nostri paesi il nome di *valli*, tali quella di Verona e quella di Comacchio. In alcune regioni dell'America si hanno stagni, nei quali si svolgono vere foreste; così i *cypress-swamps* del Messico, i *tremendals* nel Brasile, i *tembladeras* di Cuba. Da queste passiamo finalmente a regioni di altro tipo, ma che riconoscono la loro origine direttamente ancora da bacini lacustri, e sono le *tor-*

biere; ma l'argomento delle torbiere, essendo più interessante sotto il punto di vista degli agenti biologici, lo rimanderemo a quando tratteremo di questi in particolare.

Finora abbiamo esaminato le acque sotto forma di masse oceaniche, marine o lacustri. Sotto questa forma l'acqua ha certamente un'importanza grandissima come agente modificatore della superficie della terra, ma quest'azione dell'acqua, considerata sotto il punto di vista dinamico, riesce più valida nelle acque in masse fluenti, nelle quali si unisce al peso della massa la velocità di discesa.

Della forza che presentano le acque correnti abbiamo esempî, si può dire, tutti i giorni, e ne abbiamo avuto di quelli assai sconfortanti in questi ultimi tempi. Specialmente dove le valli sono ristrette, si costituiscono corsi d'acqua poderosissimi in forza della loro massa e velocità; così avviene appunto nelle nostre valli. Se consideriamo poi ancora, che è precisamente nel bacino di raccoglimento nella cerchia montuosa, dove si originano i fiumi, che il pendìo dell'alveo di questi si manifesta accentuato, è naturale che grandissimo sia l'effetto, che deve produrre il loro urto. Così noi possiamo renderci conto del come specialmente all'acqua sotto forma di correnti terrestri sia dovuto il continuo lavoro di demolizione, cui vanno soggetti i nostri rilievi montuosi, come ai fiumi montani sia dovuto il còmpito di sbarazzare continuamente le valli dai detriti, prodotti da essi stessi. La risultante di questo lavoro sarà il contemporaneo abbassamento dei rilievi e la contemporanea asportazione di materiali prodotti dallo sfacelo di quelli. Dove andrà tutto quel materiale sottratto, rubato, per così dire, ai rilievi?

Uscendo dalle nostre valli alpine, e diciamo alpine per dire montane in genere, un corso d'acqua entra in un bacino, in una valle di ordine superiore, in cui, non essendo più le sue acque sostenute e obbligate quindi a scorrere in un alveo profondo e stretto, esso si allarga, si espande lateralmente, e perde in conseguenza una gran parte della forza di trasporto, che prima possedeva. Vengono allora abbandonati dalla corrente prima i ma-

teriali più pesanti in gran copia, poi gradualmente quelli di medie proporzioni, poi i più minuti detriti, finchè, perduta quasi totalmente la sua potenza di trasporto, non riesce più a trarre seco altro, che un limo impalpabile. Questo lavoro di classificazione per grossezza dei materiali portati dai fiumi nel loro corso, lo possiamo studiare benissimo nei fiumi di un certo sviluppo, in quelli che attraversano estese regioni. Così nella più elevata parte della valle del Po presentansi ciottoli di qualche decimetro di diametro, più a valle non si trovano più che quelli di volume press'a poco eguale a quello d'un uovo, finchè a Torino non arrivano più ordinariamente, che sabbie di grana mediocre; andando sempre più verso l'Adriatico, si trovano le sabbie ognor più fine, le quali verso Ferrara sono sostituite da un limo impalpabile, di cui è pur costituito il delta del Po nell'Adriatico. Vediamo dunque da ciò una corrente importante, come quella del Po, già divisa in due grandi tratti manifestamente distinguibili; nel primo, corrispondentemente alla sua formazione nella valle, sia per la ristrettezza e profondità di questa, sia per la ripidità del suo pendìo, la corrente acquea è dotata di una forza prodigiosa di erosione e di asportazione del materiale eroso: ivi si compie il grande lavoro demolitore per eccellenza; poi in un secondo tragitto, se non intervengono circostanze eccezionali, il fiume da demolitore comincia a farsi, e si fa effettivamente, costruttore. Quindi, se una corrente continentale, che ha origine in una valle montana, tende, nel suo primo periodo di esistenza, o per meglio dire nella sua formazione, anzitutto a demolire i fianchi rocciosi dei monti, entro cui scorre, uscita appena dalle regioni montane, in cui ebbe origine, e potendosi allargare in un letto più ampio e men profondo, tende a formare, a costrurre le *pianure di alluvione*, delle quali esempio bellissimo troviamo nella valle del Po.

Ma per ciò che riguarda il lavoro eseguito dalle acque correnti veramente sono tre i periodi di queste, poichè noi troviamo ancora in generale un terzo periodo, in cui il fiume è ancora costruttore, come nel secondo; però tra i due periodi corre una differenza marcatissima per la configurazione speciale dei depositi, cui la corrente stessa dà luogo. Invero, il lavoro costruttore di un

fiume al termine del suo lungo corso ha per risultato il riempimento di depressioni nel vero senso che attribuimmo a questa parola, di depressioni marine, di fosse oceaniche. In una parola, dopo aver dato luogo a depositi di materiali detritici, più o meno considerevoli, e di sabbie grosse, mediocri e finissime, alcune correnti riescono a portare fino a mare una quantità considerevolissima di limo, che non ha potuto prima depositarsi. Si conosce da calcoli fatti, che il Po soltanto riesce a trasportare fino al suo sbocco nell'Adriatico non meno di 43 milioni di m. c. di materie all'anno. Risultato di questo si è, che il delta costrutto dal Po al suo sbocco a mare si avanza continuamente, e, volendo dare un'idea di questo avanzarsi nell'Adriatico, possiamo dire, che si compie per modo da produrre annualmente un allungamento di 70 metri circa del delta istesso. Il Po adunque è fiume lavoratore, costruttore per eccellenza, come lo attestano le cifre surriferite. Ma i grandi fiumi dell'Asia, il Rodano, il Nilo, sono lavoratori in iscala anche più vasta.

Le grandi correnti continentali adunque costituiscono al tempo stesso un agente distruttore e costruttore, tantochè le più forti varianti, che succedono sulle terre emerse, sono in gran parte dovute al lavoro delle correnti terrestri superficiali.

Noi non abbiamo per ora il còmpito di passare in rivista tutti quei lavori di demolizione e di ricostruzione, che riconoscono la loro causa nell'agente acqueo, che solca la superficie delle terre emerse, solo dobbiamo dare un'idea della potenza di quest'agente, senza tener conto del lavoro più o meno marcato ch'esso compie. Tale argomento svolgeremo meglio nella geologia dinamica.

La prima questione che ora ci si presenta rispetto alle correnti è una questione geografica, ossia di nomenclatura geografica. Si fa uso in geografia, e comunemente, delle parole *fiumi*, *torrenti*, *rivi*. L'idea, che noi ci facciamo mediante questa distinzione, è quella relativa all'importanza delle correnti stesse, cui si dànno quegli appellativi speciali. Quest'importanza poi proviene da diversi fatti: può provenire dalla massa delle

acque portate e dalla lunghezza del corso da esse seguìto. Bisogna però notare come vi sono delle correnti, che relativamente ad una determinata regione meritano il nome di *fiumi*, cioè hanno importanza di grandi correnti, e che ove si trovassero in altre località perderebbero tutta la loro importanza, e veramente non meriterebbero più che il nome di *rivi;* vogliamo far notare cioè, che tale divisione, appunto perchè basata sull'importanza delle correnti, la quale è tutta relativa alle regioni che queste percorrono, è essa stessa relativa. Così è, che un rivo della penisola Italiana può diventare un fiume per eccellenza in una piccola isola. Non abbiamo dunque una base salda, generale, che ci possa servire affine di stabilire con sicurezza una distinzione tra fiumi, torrenti e rivi. Piuttosto possiamo notare come più sicura, più generica la distinzione, che si suol fare tra fiumi e torrenti, riferendoci ad un altro criterio.

Si suol dare il nome di fiume ad un corso d'acqua perenne, il quale, avendo un percorso assai lungo, si trova in tutte le epoche dell'anno ad essere approvigionato di una quota d'acqua fluente più o meno considerevole, quota, che può aumentare o diminuire secondo le varie stagioni calde o fredde, piovose o di siccità, e che può dar luogo a piene e magre corrispondentemente alle diverse stagioni; ma come i fiumi non sono alimentati esclusivamente e direttamente dalle acque di pioggia, così essi, indipendentemente dalle condizioni climatologiche, portano in tutte quante le epoche dell'anno una certa massa d'acqua.

Nei torrenti la cosa succede alquanto diversamente. Un torrente non ha mai un lungo percorso, e trovasi generalmente incassato in sponde rocciose, che non si prestano affatto, o pochissimo, a dare delle sorgenti. Non avendo quindi torrenti approvigionati d'acque di un gran numero di sorgenti come pei fiumi, ne viene, che in autunno ed in primavera, per i nostri paesi, quando cioè si hanno epoche piuttosto piovose, si potranno verificare per essi le grandi piene, durante le quali, non essendo le sponde dei torrenti stessi dotate di un potere assorbente, elevato repentinamente il pelo delle acque, queste finiscono per uscire dal loro letto, e produrre inondazioni più spaventevoli,

che non quelle cagionate dalle piene dei fiumi, inquantochè si manifestano improvvise e potenti. Per lo contrario, cessate le epoche di pioggia, e sopravvenute quelle di siccità, si trovano i torrenti totalmente asciutti, o pressochè tali. Abbiamo dunque nel torrente caratteri di eccessiva quantità d'acque, o di perfetta, o quasi perfetta aridità, a seconda delle stagioni di pioggia o di siccità più o meno marcate.

Nei fiumi invece, come già notammo, essendo l'alimentazione dovuta in gran parte o alla fusione dei ghiacciai o al sommarsi delle acque di centinaia e centinaia di sorgenti, abbiamo un regime acqueo meno variato nelle diverse epoche dell'anno.

Nel linguaggio comune però si fa ancora distinzione fra torrente e *fiume-torrente*, e oggidì nel linguaggio tecnico di idraulica è diventata di moda la seconda denominazione per esprimere torrenti, che trovansi in condizioni speciali in modo da rappresentare qualche cosa d'intermedio tra i fiumi ed i torrenti. Sono in queste condizioni quei torrenti relativamente di lungo percorso, i quali si trovano a fluire in valli di primo ordine, discendenti da alte catene montuose, ma valli, nelle quali non si ha gran copia di sorgenti, nè accumuli di ghiaccio, che possano garantire la continuità di alimentazione del torrente, specialmente durante la stagione estiva.

Esempio bellissimo di questi fiumi-torrenti, sgraziatamente famosi più che per benefizî, pei guasti che possono recare alle località, in cui si trovano in determinate epoche dell'anno, lo abbiamo in tutti quei fiumi d'Italia superiore, che percorrono le valli appenniniche di diecine di chilometri di lunghezza. Se esaminiamo durante l'estate una qualunque di queste correnti, di questi fiumi-torrenti, non troviamo generalmente che un immenso ghiado, in cui non si ha quasi goccia d'acqua; invece, durante le stagioni di primavera, o di autunno, straordinaria ne è la portata d'acqua. Dei molti disastri, dovuti alle inondazioni nella bassa valle del Po, una maggior parte è più particolarmente dovuta alle piene di quei fiumi-torrenti, che non al Po, al quale affluiscono.

Un'altra questione molto difficile a risolversi è quella della ricerca del ramo principale di un fiume. Per renderci conto di questa difficoltà dobbiamo, almeno coll'immaginazione, rimontare il corso di un fiume. Ad esempio, rimontando il corso del Po, fino ad un certo punto la corrente principale domina colla sua importanza, colla sua ampiezza, fino ad un certo punto si distingue il Po dagli affluenti, ch'esso riceve a destra ed a sinistra. Ma presso Crissolo troviamo, che realmente la corrente insieme colla valle si divide in due rami, l'uno a destra e l'altro a sinistra. A quello e non a questo venne serbato il nome di Po. Noi abbiamo pienamente ragione di fare la domanda: perchè indicare col nome di Po quello, piuttostochè l'altro ramo, al quale s'è dato il nome di Lenta, e che effettivamente ha un corso più lungo, più imponente, ed è meglio alimentato dalle acque fluenti dalle falde del Monviso? Qual'è il concetto che ha fatto dare da quei valligiani il nome di Po al ramo di destra in confronto di quello di sinistra, quando noi sappiamo che quest'ultimo si presenta con certe proprietà, che richiederebbero per lui il nome della corrente maestra? Per quanto noi crediamo la ragione sta nella esistenza del valico alpino, per cui si passa dalla valle del Po alla corrispondente valle sul versante francese delle Alpi; il quale valico, colle importante, sta precisamente alle sorgenti del ramo destro. Generalmente si mantiene il nome della corrente maestra a quel ramo originario di essa, il quale guida ad un valico; e qui siamo nel caso accennato.

Non è dunque il criterio della lunghezza di un ramo in confronto dell'altro, nè quello dell'importanza di massa, che può avere un ramo originario più che un altro, i quali possano stabilire il ramo, cui tocchi il nome della corrente maestra; ma generalmente l'abitudine ha fatto considerare come ramo originario, più importante della corrente, nel bacino di raccoglimento d'un fiume, quello che trovasi in rapporto con un valico importante tra valle e valle.

Non è nemmeno l'importanza del massiccio montuoso, da cui il ramo proviene, che lo fa riconoscere come ramo maestro;

invero, continuando nel nostro esempio del Po, dobbiamo dire, che il ramo destro, che mantiene fino alle sue origini il nome del fiume, non sgorga dalla mole eccelsa del Monviso, mentrechè in tale condizione troverebbesi, e in più diretto rapporto colla maggior massa montuosa, il ramo sinistro, quello che chiamasi Lenta. Conviene notare, che noi adoperiamo i distintivi di destro e sinistro in questo caso immaginando di rimontare il Po, quindi non come si usa nel linguaggio geografico.

Dunque nè la lunghezza dei rami originarî, nè l'importanza loro riguardo alla massa d'acqua che forniscono, nè l'influenza del massiccio montuoso da cui possono provenire, furono i veri criterî che condussero *ab antiquo* i valligiani a dare il nome della corrente maestra ad un ramo originario, anzichè ad un altro, ma piuttosto fu il fatto, per cui un certo ramo guida ad un colle più o meno importante, il quale stabilisce una comunicazione più facile tra due valli vicine.

Abbiamo noi un criterio di natura geologica, che ci possa guidare nella fissazione di quello tra i rami originarî d'una corrente che debba mantenerne il nome, e considerarsi come vera origine del fiume? Si potrebbe dire, che in rapporto al valore cronologico delle roccie costituenti una catena e le valli in essa incise, le più antiche dovrebbero essere le più interne, cioè più vicine alle teste di vallate, e le più lontane dal loro sbocco. Epperò ne verrebbe, che geologicamente in tal caso il ramo che nasce dal nodo più antico di roccie deve essere la vera origine del fiume della valle. Ma non sempre le cose stanno così, anzi non è sempre frequente tale caso; in conseguenza non sarebbe ammessibile come regola il criterio geologico di considerare come vera origine del fiume il ramo emanante dalle più antiche roccie della valle. Il criterio geologico viene a far difetto. È ancora più prudente l'accettare senza discutere la nomenclatura trasmessa dalle popolazioni prime delle valli. Ma poi havvi un'altra questione. Dobbiamo noi tormentarci tanto per trovare quel ramo minuscolo, che debba ancor meritare scientificamente il nome della corrente principale, quando sappiamo che un vero fiume non esiste se non in quanto risulta dalla riunione

di tutte le correnti grandi e piccole, che solcano il bacino di raccoglimento? Così diremo, che il Po non esiste veramente se non presso Crissolo, là dove e pel ramo Po e pel ramo Lenta si accumulano in un solo tronco le acque tutte della maggior parte del bacino di raccoglimento.

Si chiama *linea di displuvio* quella linea di alture, che separa le acque, e le obbliga a discendere in varie direzioni a costituire due fiumi vicini e distinti. Da ciò anche i nomi di linea *spartiacque* o di *divorzio delle acque*.

Si dà il nome di *impluvio* a tutto quell'assieme di versanti montani o di terre inclinate per modo, che le acque che vi fluiscono concorrano tutte alla formazione di un solo corso d'acqua. L'area di impluvio d'una regione montuosa costituisce il così detto *bacino di raccoglimento* delle acque di questa regione; esso è molto ben marcato per tutti i fiumi, che provengono da regioni montane, in cui viene delimitato da creste principali e secondarie di catene. Questo bacino presenta in genere la forma di un triangolo disposto coll'apice verso lo sbocco della valle, là dove la corrente esce dal bacino, e colla base rivolta verso il culmine, verso l'alto della valle, d'onde la corrente stessa proviene.

In basso, verso lo sbocco, l'azione erosiva della corrente è localizzata ad un'area molto ristretta, mentre in alto si divide sopra un'estensione indicata dall'albero di diramazione o di formazione della corrente. Ne viene per contrapposto, che le catene montuose, le quali separano due bacini diretti nello stesso senso, vanno allargandosi a partire dalla catena principale, da cui diramano, e costituiscono un triangolo inverso al primo. Finchè siamo nel caso di fiumi, che hanno le loro origini nelle catene montane, la determinazione del bacino di raccoglimento è dunque molto facile. Sonvi però eccezioni pei fiumi, che nascono da grandi altipiani, o da regioni paludose. Per tal modo, ad esempio, quasi impossibile è una delimitazione alle sorgenti dei fiumi della Russia, che vanno a mettere foce nel Mar Nero e nel Baltico, con direzioni tutt'affatto opposte; come pure alle sorgenti

del Rio delle Amazzoni e dell'Orenoco in America, per i tratti limitrofi dei due bacini di raccoglimento. Il caso normale è quello dei fiumi che sono alimentati da un bacino chiuso tra rilievi montuosi, e allora la determinazione del bacino di raccoglimento è molto facile.

In una corrente, come fu premesso, noi possiamo verificare tre periodi caratterizzati dal modo suo di comportarsi ben diverso nei differenti tratti del suo percorso.

Il periodo nel quale si forma la corrente nel suo bacino montano di raccoglimento si può chiamare di *erosione*, inquantochè è solo durante il tempo in cui si forma, che la corrente, a causa del pendìo assai forte, viene ad avere maggior forza erosiva. Poi il fiume entra in una valle d'ordine superiore o in una pianura, e quivi costruisce, abbandonando poco per volta i materiali asportati nel primo periodo, entra cioè in un secondo periodo, che possiamo chiamare di *deiezione*, inquantochè allora la corrente, come già dicemmo, rigetta e abbandona i materiali detritici più o meno pesanti sottratti al bacino montano di raccoglimento. Viene poi ultimo il così detto periodo di *deltazione;* questo non è comune a tutti i fiumi, ma solo a quelli di maggior importanza, che, potendo portare un grande contingente di materiali, riescono, dopo un tempo sufficientemente lungo, a riempire il fondo marino presso il loro sbocco in mare per modo da costruirsi essi stessi una base, su cui poter prolungare il loro corso.

Ma lo studio più particolareggiato di siffatti periodi d'una grande corrente possiamo rimandarlo, e lo rimandiamo infatti alla parte spettante alla geologia dinamica.

Diciamo piuttosto qualche cosa dei caratteri distintivi, che presenta un fiume o una gran corrente secondo il suo modo di origine.

Come si può originare una corrente? O per l'accumularsi e fluire di acque di sorgenti, o per fusione di masse di ghiaccio, o per il diretto raccogliersi e fluire delle acque di pioggia. A ciascuno di questi tre modi d'origine non esclusivo, ma predominante, corri-

sponde un genere di fiumi. Le correnti originate per fusione delle masse di ghiaccio sono in genere fiumi di lungo percorso, perchè si formano nelle regioni più elevate dei continenti, e perchè queste, indipendentemente dall'eccentricità dei massimi rilievi, di cui parlammo a suo tempo, si trovano le più discoste dal litorale marino. Per cui possiamo dire, che questi fiumi piccoli o grandi avranno relativamente un percorso lungo secondo i luoghi in cui scorrono. Essi presentano caratteri tali, che li rendono facilmente riconoscibili. Durante le stagioni di maggiore siccità, quando le correnti dovrebbero presentare il minimo di masse acquee, essi invece presentano, se non il massimo contingente d'acqua, certo una grande quantità in confronto a quello, che portano durante altre stagioni. Invero, essendo alimentati dalla fusione dei ghiacciai, sarà durante le stagioni calde, quando si verifica la siccità estiva, che quelle correnti avranno acqua in abbondanza, una portata superiore alla normale, mentre avranno una portata inferiore in tempo di siccità invernale. Ciò possiamo verificare per molti fiumi vicini a noi. Senza parlare della Dora Riparia notiamo solamente, che essa ha appunto durante l'inverno il minimo di acque. Di più questi fiumi si riconosceranno al fatto che, durante le stagioni calde, o durante le ore calde della giornata, o piuttosto nelle ore che susseguono queste, hanno acque torbide, lattiginose, anzichè chiare e limpide, salvo il caso in cui prima di arrivare là dove noi le esaminiamo, siano state obbligate ad attraversare qualche lago ed a deporvi il loro torbido, come succede pel Rodano.

Il fiume che si origina da sorgenti avrà naturalmente un regime di acqua pressochè costante, giacchè prima che le sorgenti abbiano, per così dire, smaltita tutta l'acqua, che hanno ricevuto dall'alto, sopravverranno stagioni di pioggia, le quali serviranno ad approvigionarle nuovamente. Quando un fiume originato in gran parte da sorgenti presenta anormali differenze nella portata d'acqua, queste si dovranno certamente attribuire a fatti accidentali.

Finalmente i fiumi, che si originano pel fatto solo di un accumulo delle acque di pioggia, devono essere considerati come

fiumi-torrenti, quando abbiano un certo sviluppo, e come torrenti, quando il loro sviluppo sia di minor importanza. Naturalmente si riconoscono dal fatto, che durante le epoche di siccità presentano magre estremamente basse, o addirittura non hanno acqua, mentrechè nelle stagioni di pioggia presentano delle grandi piene, come abbiam già detto più sopra.

Ecco, secondo noi, quale sarebbe la classificazione che si potrebbe dare delle correnti continentali; lasciando da parte le parole *fiume*, *torrente*, e *fiume-torrente*, noi divideremmo in tre categorie i corsi d'acqua ben distinguibili pei caratteri indicati e scientificamente classificati secondo il loro modo predominante di origine, cioè dalla fusione dei ghiacciai, dalle sorgenti e dall'accumularsi delle acque di pioggia.

I fiumi finalmente si distinguono ancora in *oceanici* e *continentali;* quelli arrivano fino a mare, dove presentano una bocca di scarico; gli altri per una ragione qualunque non giungono fino a mare, o per lo meno non hanno sul litorale marino una bocca di scarico; in quest'ultima categoria dobbiamo porre manifestamente tutti gli affluenti, tutti quelli che mettono in un lago senza emissario, e quelli che si espandono e scompaiono formando regioni paludose. Finalmente sono pure fiumi continentali quelli che si formano, e poi scompaiono improvvisamente, per ritornare a giorno e nuovamente scomparire, o per non più manifestarsi all'esterno; tali, ad esempio, alcuni corsi d'acqua provvisorî nel deserto di Sahara.

Un'altra parte dell'acqua, che proviene dalla precipitazione dei vapori atmosferici, si presenta sotto forma di ammassi di ghiaccio, che ricolmano l'alto delle valli, i circhi originarî di esse ad elevazioni, che per le nostre latitudini arrivano ai 2800 metri circa sul livello marino, ammassi, i quali raggiungono talora grandissime dimensioni. Così, ad esempio, si hanno nelle nostre Alpi accumuli di ghiaccio, che giungono fino a 14, a 16, a 20 chilometri di lunghezza sopra 2, 3 ed anche più chilometri di larghezza; e bisogna notare che questi ghiacciai, certo giganteschi nelle nostre Alpi, sono molto inferiori in ampiezza

a quelli, che si possono studiare nelle catene montuose dell'Asia, nelle quali havvi di quelli, che superano i 60 chilometri di lunghezza.

L'importanza di una qualunque di queste masse di ghiaccio ci è rivelata immediatamente dalla portata del torrente, cui dà origine per fusione.

Noi non dobbiamo riconoscere nei ghiacciai altro, che un modo speciale di presentarsi delle correnti acquee superficiali, come provenienti dalla precipitazione dei vapori acquei dell'atmosfera, i quali, a causa delle condizioni speciali di temperatura, che si verificano in quei luoghi, anzichè formare immediatamente acqua liquida, si precipitano allo stato solido, si accumulano, si addensano, e vengono per tal modo a costituire una vera corrente di ghiaccio.

Comincieremo dallo stabilire quale sia il meccanismo di formazione dei ghiacciai, di quelle masse gigantesche di ghiaccio, di quelle correnti superficiali d'acqua solida; poscia ci dovremo occupare dei movimenti di quelle masse, ed allora avremo occasione di vedere come, fatta astrazione dalla molto minore velocità, da cui sono animate in confronto delle correnti liquide, anche quelle masse fluiscono, e presentano i fenomeni caratteristici dei veri fiumi. Dobbiamo quindi riconoscere in questi accumuli di ghiaccio non altro, che un periodo di rallentamento della grande circolazione acquea superficiale, che ha una grande importanza nella distribuzione delle condizioni di vita nelle diverse regioni della terra.

Evidentemente i ghiacciai provengono dalle nevi, che cadono in quelle alte regioni, dove essi stanno, nevi, che risultano da un modo speciale di condensazione dei vapori atmosferici, dovuto alle condizioni di temperatura che si verificano in quelle alte regioni.

Se noi esaminiamo una falda di neve, vediamo che essa non trovasi costituita da un ammasso di granelli di ghiaccio, di goccioline solidificate, ma scopriamo in essa falda una quantità di stellette, varie di figura le une dalle altre, ma rispondenti però tutte al tipo unico di stella a sei raggi. Ognuno di

noi conosce le forme più abituali di quelle stellette, che si possono considerare come tanti cristalli rudimentali rispondenti sempre al tipo generale di una simmetria trigonale od esagonale. In ciascuno di questi cristalli infatti possiamo sempre immaginare tre assi di uguale lunghezza, che vengano ad incontrarsi in uno stesso piano sotto un angolo di 60°, presentando così quei caratteri, che si verificano in cristallografia nelle forme cristalline dipendenti dal sistema esagonale. Solamente che nel caso della neve non abbiamo dei veri cristalli, ma quasi embrioni di cristalli, nei quali però sono mantenute le leggi cristallogeniche, che devono condurre alla formazione completa di cristalli appartenenti a quel sistema.

Non possiamo dunque mettere in dubbio che la neve, che cade nelle alte e nelle basse regioni, sia un ammasso di cristalli embrionali d'acqua. Da ciò siamo condotti alla considerazione, che nel fenomeno della condensazione dei vapori acquei atmosferici in neve si abbia l'immediato passaggio dallo stato di vapore a quello di solidità cristallina; in altri termini, che non si formi prima una quantità di goccie di acqua liquida, che in seguito si solidifichino, ma che le particelle acquee, appena costituitesi dalla condensazione dei vapori, immediatamente cristallizzino, e si riuniscano secondo le leggi di cristallogenia. E questo basti per ciò che riguarda il modo di passaggio dell'acqua dallo stato di vapore allo stato solido.

Si suole ammettere, che per ottenere della neve occorra una temperatura molto bassa; questo non è assolutamente necessario, ma non è men vero, che per detta formazione di neve occorrano in precedenza dei vapori; ora questi vapori possono in alcuni casi provenire benissimo da regioni distanti ed anche molto distanti, ma essi possono formarsi anche a non grande distanza dal luogo, ove poi abbiamo la loro precipitazione nevosa; bisogna dunque ammettere per forza una certa quantità di calorico necessaria per trasformare l'acqua delle valli in vapori, perchè poi servano questi come di materiale primo per la formazione della neve. Cosicchè non riesce difficile comprendere, come non sia tanto il fatto dell'abbassamento forte di tem-

peratura quello, di cui noi dobbiamo tener conto per la formazione delle nevi, quanto piuttosto quello della ricchezza in vapori atmosferici. D'altronde non è necessario poi, che la temperatura sia tanto bassa, dal momento che noi sappiamo, che inevitabilmente a 0° l'acqua non può rimanere allo stato liquido, mentre che abbiamo bisogno di una quota sovrabbondante di vapori atmosferici prima, perchè l'aria, divenutane satura, possa dar luogo alla condensazione di essi e successiva formazione della neve. È per ciò che siamo condotti generalmente in errore, quando dal quantitativo di neve caduta nelle basse regioni vogliamo argomentare di quella, che sarà caduta sulle alte montagne, sulle località più elevate, e ci figuriamo, che per queste ultime quel quantitativo sia di molto maggiore.

Nelle regioni montuose succede spesso, che si verifichi questo fatto: una caduta delle nevi nelle valli e sulle modeste alture, che sono in immediato rapporto colle valli, mentre le più alte cime dei monti sono prive, o quasi, di neve. Ciò avviene, perchè ad elevazioni superiori ai 2500, 3000 metri non abbiamo più tanta copia di vapori atmosferici capace di produrre le nevi.

Più avanti nel nostro corso, parlando dell'atmosfera, vedremo appunto, che questo è un fatto generale, che la ricchezza cioè in vapori atmosferici è sempre più forte in basso, che in alto, per ciò che essi hanno la loro sorgente alla superficie della terra, e che, man mano che ci innalziamo, ci allontaniamo quindi dall'origine dei vapori stessi, passando a regioni via via più secche, nelle quali anche per la meno elevata temperatura i vapori non possono sussistere. Avviene però in alcuni casi eccezionali, che un'atmosfera eminentemente fredda può dar origine a formazione di neve, quantunque a prima giunta potrebbe parere il contrario, poichè sembra, che quell'atmosfera dovrebbe presentarsi molto secca e spoglia di vapori. Ma possiamo ammettere, che per lo spirare di certi venti quelle regioni atmosferiche vengano ad arricchirsi eccessivamente di vapori, e diventi per ciò possibile la formazione delle nevi; in tal caso possiamo eccezionalmente avere una caduta repentina di neve con temperature molto basse. Specialmente sulle coste della

Siberia Europea ed Asiatica, verso l'Oceano Glaciale Artico, si verifica molto spesso questo fenomeno. Così si cita la caduta di neve alla temperatura di — 22° centigradi a Mosca, la caduta di neve nel 1845 a Jakoutsk in Siberia alla temperatura di —37°, quella del 1854 ancora nella stessa località alla temperatura di — 46°.

Il fatto della precipitazione dei vapori allo stato solido, della formazione cioè di neve, lo possiamo vedere in rapporto col grande sistema dinamico, col grande meccanismo dovuto all'azione del calore; non possiamo infatti avere vapori senza quest'azione, e senza quelli non potremmo naturalmente avere la produzione della neve. Per cui, anche il fenomeno della formazione della neve, che pure sembra più agli antipodi dell'azione del calore distribuito alla superficie terrestre, vediamo non essere altro, che una conseguenza diretta dell'azione di questo stesso calore.

Sappiamo, come del resto già dicemmo poco prima, che alla temperatura di 0° l'acqua non può più rimanere allo stato liquido; quindi, dato che avvenga una precipitazione di vapori a quella temperatura, essa deve dar luogo alla formazione di neve. Di più, supponendo che in certe località la temperatura rimanga costantemente eguale ed inferiore a 0°, avremmo in questo caso la permanenza delle nevi in determinate regioni della terra; la neve in certe plaghe terrestri diventerebbe perpetua. Ma ciò non avviene, perchè anche portandoci nei paesi, dove la linea isotermica, cioè di uguale media temperatura annua, corrisponda a 0° centigradi, questo grado di temperatura risulta manifestamente da minime molto inferiori a 0° e da massime superiori ad esso punto di congelazione; per cui avremo, che se in determinate epoche dell'anno si forma, si precipita, e si accumula un grande quantitativo di neve, vengono pure ad intercalarsi periodi di temperatura men rigida, e precisamente superiore a quella di 0°, epoche, durante le quali, se non tutta, una quota più o meno considerevole della neve accumulatasi deve inevitabilmente fondersi, e quindi scomparire da quelle località dov'è caduta. Per cui, noi non possiamo ammettere,

che realmente là, dove si ha la linea isotermica corrispondente a 0°, la neve debba accumularsi e rimanere; ma una parte di essa almeno deve inevitabilmente, per le condizioni speciali di temperatura, che si verificano in alcune stagioni, fondersi e scomparire, rimanendo poi, col succedere di un'altra epoca più fredda, sostituita da un altro quantitativo più o meno abbondante di neve caduta.

Però è chiaro, che in vicinanza dei punti, in cui la linea isotermica corrispondente a 0° tocca il suolo, là si devono verificare le condizioni, per cui si forma la neve come prodotto della precipitazione dei vapori sovraincombenti, e dove la neve cade annualmente in quantitativo tale da far sì, che una parte residua di essa perduri anche dopo l'epoca di fusione. Questa linea, che segnerebbe il livello, al disotto del quale la neve non sussiste tutto l'anno, e al disopra del quale essa rimane, in parte ricambiandosi, e persiste, si disse *linea delle nevi perpetue, linea delle nevi eterne;* espressioni entrambe improprie, inquantochè esse dànno idea di una continua permanenza della neve caduta, e possono far credere erroneamente, che al disopra di quella linea di livello la neve caduta sempre si vada accumulando, e non scompaia mai nè col succedere delle buone alle cattive stagioni, nè col succedersi degli anni. E quest'idea dicemmo essere erronea, e che del resto è molto facile comprendere, come tale cosa non si possa verificare. Supponiamo infatti, che al disopra della linea delle nevi perpetue od eterne cada una certa quantità di neve in modo da formare un accumulo di 5 o 6 metri; succederà la calda stagione, durante la quale manifestamente avremo il fondersi in parte di quello strato di neve, che ricopre la regione; potremo supporre che ne rimanga un metro. Un'altra stagione ci fornirà, ad esempio, un altro strato di neve dello spessore di 5 metri, il quale, aggiunto a quello rimasto dalla stagione nevosa precedente, costituirà uno strato complessivo dello spessore di 6 metri. Verrà una seconda epoca di fusione, durante la quale quattro dei cinque metri di neve ultima caduta si fonderanno, e rimarrà come avanzo di quell'anno un residuo di neve formante uno strato,

non più di un solo, ma di 2 metri d'altezza; così potremo supporre, che ciò avvenga successivamente, e verremo ad avere dopo 100 anni un residuo di neve costituente uno strato di circa 100 metri d'altezza, destinato ad aumentare sempre più il suo spessore anno per anno, come rappresentante l'accumularsi dei successivi residui della neve. Senza dubbio questo non avviene, e non avviene, perchè una parte della neve, che si andrebbe così accumulando, è obbligata, per fatti che esamineremo in seguito, a discendere dalla regione dove si trova a più basso livello, ove la temperatura, da cui è influenzata, è atta a determinarne la fusione totale.

Nelle nostre regioni abbiamo la linea delle nevi perpetue od eterne all'altezza di 2700 a 2800 metri; al disopra di questa linea di livello noi vediamo sempre macchie, lembi di neve, qualunque sia l'epoca dell'anno, ma lo strato che troviamo non è però sempre lo stesso; è un continuo ricambiarsi di strati già esistenti con altri nuovi, ricambio, che all'occhio non appare, per cui si traduce in una apparente permanenza di neve. Epperò noi dobbiamo pensare, che quella neve permanente è risultato di successive sostituzioni di neve recente a neve antica scomparsa. Più razionale quindi è l'adoperare, invece delle due espressioni improprie di *linea delle nevi perpetue* e *linea delle nevi eterne*, quella molto più appropriata di *linea delle nevi persistenti*.

Diremo ora come in tesi generali per ogni latitudine, per ogni località, sarebbe là dove il suolo incontra la linea isotermica 0°, che si dovrebbe verificare il limite delle nevi persistenti; ma bisogna tener conto del fatto, cui già accennammo, che non basta la temperatura più o meno bassa a determinare la formazione delle nevi, ma occorre anzitutto una ricchezza di vapori atmosferici. Per cui può darsi, che, ad esempio, per trovarsi in posizione speciale certe regioni ricevano venti piuttosto secchi anzichè umidi; in tal caso avremo manifestamente per queste regioni una caduta di nevi meno abbondante od anche nulla; onde la possibilità di trovare delle regioni al disopra del livello delle nevi persistenti, che presentino non di rado un sottile strato di neve per nulla persistente,

e per contro possiamo trovare certe catene di monti distese in faccia ai grandi oceani in maniera da arrestare i venti umidi, che provengono dagli oceani stessi, nelle quali abbia luogo in conseguenza un precipitarsi più abbondante di neve, e la persistenza di parte di essa anche al disotto della isoterma 0°.

Nel gruppo dell'Himalaya abbiamo l'esistenza di una catena di monti veramente eccelsi, che fa riscontro al Grande Oceano; orbene, in quella catena abbiamo sul versante sud, verso l'oceano, la linea delle nevi persistenti a 4900 metri di elevazione sul livello marino, e sul versante nord, secondo gli studî fatti dai fratelli Schlagintweit, questo limite è portato a 5700 metri, cioè ad 800 metri più in alto, che non sul versante sud; e ciò dipende dal fatto, che, quantunque il versante nord si trovi a più bassa temperatura, pure la relativa atmosfera, essendo molto meno ricca di vapori, la precipitazione di questi riesce molto meno abbondante. Così andando più verso il nord si trova la catena del Karakorum, la quale, benchè in condizioni di ancor più bassa temperatura, pel fatto che riceve i venti provenienti dall'oceano, dopochè furono quasi spogliati dalla catena dell'Himalaya dell'umidità che contenevano, ha il limite delle nevi persistenti all'altezza di 5800 metri, ancora 100 metri più in alto che sul versante nord dell'Himalaya.

Nella penisola Scandinava abbiamo due versanti di una catena montuosa diretta da nord-est a sud-ovest. Al primo di questi versanti, quello a nord-ovest, che guarda l'Oceano Atlantico, provengono direttamente masse d'aria cariche di umidità, le quali non giungono all'altro versante, che dopo essersi già depauperate dell'umidità che recavano. Per questo appunto abbiamo nella Scandinavia occidentale, secondo le diverse latitudini, un limite delle nevi persistenti, che, partendo dal nord e venendo al sud, si innalza da 884 metri a 1306, mentre procedendo da nord a sud pel versante orientale troviamo quel limite all'altezza di 1021 nella parte più settentrionale in confronto di quello di 884 del versante occidentale, e saliamo quindi gradatamente fino a quello di 1680 in confronto di quello di 1306 sull'altro versante. Abbiamo dunque ancora qui una

verifica del fatto, che pel versante di montagne meno esposto ai venti umidi il limite delle nevi persistenti trovasi più in alto.

Se noi ora dall'esame particolareggiato di alcune regioni montane ci portiamo all'esame generale delle varie zone della superficie terrestre, troviamo ancora l'istesso stato di cose. È nelle regioni equatoriali prima, poi nelle temperate, e poscia nelle polari, che noi troviamo il decrescere del quantitativo dei vapori che si formano, perchè quanto minore è la temperatura dell'ambiente, tanto minore è pure la quantità di vapori che si formano. E secondo quello che dicemmo più sopra, troviamo diffatti corrispondere a questo decrescere della quota di vapori dall'equatore verso i poli un successivo elevarsi della linea delle nevi persistenti in rapporto colle isoterme; e più precisamente si può ammettere, che sotto l'equatore quel limite discende fino alla linea isotermica + 1°,5, che sul versante sud dell'Himalaya non scende più che alla linea + 0°,5, e che sul versante nord di essa catena corrisponde alla isoterma — 2°,8, nel Karakorum a quella di — 3°,9, nelle Alpi in genere alla isoterma — 4°, e finalmente nelle regioni polari a quella di — 6°,8. Per cui possiamo conchiudere, che la maggiore o minore precipitazione delle nevi e il conseguente abbassarsi od elevarsi del livello delle nevi persistenti non è in rapporto solo colla temperatura, ma è in rapporto simultaneamente, per così dire, colla temperatura e coll'approvvigionamento dei vapori, di cui possono godere le diverse regioni della terra.

Aggiungiamo ancora un fatto. Il geologo Stapff ha potuto fare molte esperienze sui rapporti di temperatura tra l'interno della galleria del Gottardo ed il profilo esterno dei monti corrispondente alla galleria. Facendo a questo scopo centinaia di osservazioni, potè avvedersi del fatto, che nelle nostre Alpi in genere il limite delle nevi persistenti è portato alla isoterma atmosferica — 4°; egli verificò inoltre, che ove la temperatura del suolo è di 0°, quella dell'ambiente, dell'aria che sovraincombe, è compresa fra — 4° e — 5°,46. È facile quindi comprendere come, se la temperatura del suolo è su-

periore a 0°, la persistenza della neve non avverrà anche nel caso che l'isoterma atmosferica sia a 0° od inferiore di qualche grado. In genere lo Stapff ha potuto constatare il fatto, che nelle nostre Alpi si verifica sempre quella differenza, cioè che in generale ad una determinata temperatura del suolo corrisponde per l'aria sovraincombente una temperatura minore di circa 4° centigradi.

Dunque per la determinazione del livello delle nevi persistenti occorre tener conto anche della temperatura del suolo, della temperatura dell'aria, che sovraincombe a questo, e delle condizioni speciali di approvvigionamento di vapori atmosferici, perchè senza di questi non possiamo avere formazione di neve. Ora questo approvvigionamento di vapori acquei dipende da un complesso di cause diverse: dalla lontananza minore o maggiore dei mari o degli oceani, dalla presenza di bacini lacustri, dallo spirare di certi venti, dall'esistenza di foreste, da tutte quelle circostanze insomma, che possono variare in un modo o in un altro le condizioni di umidità, la quota di vapori, lo stato igrometrico, di cui gode l'aria atmosferica in quelle determinate regioni.

Fin qui però non abbiamo visto che neve, e non ghiaccio; per arrivare alla formazione dei ghiacciai bisogna necessariamente, che la neve si addensi, e si trasformi in ghiaccio.

La caduta di neve nelle Alpi varia in quantità, in spessore, secondo le località; ma in genere si può valutare ad una falda annua di altezza superiore ai 4 metri per regioni poste da 2500 a 2600 metri di elevazione. Al Gran S. Bernardo si ha una falda annua di neve caduta, che può variare dai 5 ai 10 metri di spessore; al Grimsel la falda raggiunse perfino i 17 metri di altezza. La falda nevosa si riduce in media pel fatto della pressione ad 1/7 dello spessore primitivo.

Ma nelle alte montagne le regioni pianeggianti sono poco numerose, anzi quasi mai si presentano pianure molto estese, specialmente in località molto elevate; si hanno versanti di montagne invece generalmente scoscesi, ripidi, sui quali la

neve non si può arrestare come nelle pianure; succede quindi spesso, che si stacchino ammassi di neve, e si formino le così dette *valanghe.*

Vi sono diversi tipi di valanghe dipendenti dalla causa diversa, che ne determina la caduta; ma noi dobbiamo distinguere specialmente le valanghe *invernali* dalle *estive.* Le invernali sono generalmente rappresentate da masse di neve, che rimangono per un certo tempo sui fianchi di montagne, ma che poi, non trovandosi sufficientemente appoggiate, rovinano in basso; si formano così valanghe di neve piuttosto polverulenta, valanghe d'aspetto farinoso, pel fatto, che la neve, da cui risultano, non è ancora compatta, come diventa poi col tempo. Per opera di queste valanghe invernali si comprende, come nelle teste di valli, nei circhi montuosi, che costituiscono il principio delle valli, si debbano costituire accumuli di neve dello spessore persino di centinaia di metri; e notiamo questo fatto, che è di grande importanza per la trasformazione della neve in ghiaccio.

Le valanghe estive non sono prodotte da disequilibrio avvenuto nelle masse di neve per il loro spessore di potenza troppo forte in confronto del ripido pendìo, su cui trovansi appoggiate, ma sibbene da scivolamento di falde nevose. Quando viene la primavera, le nevi invernali si fondono alla superficie, l'acqua di fusione penetra nell'interno della falda, e giunge finalmente nella parte più profonda di essa, dove si costituisce perciò uno strato inferiore formato da un miscuglio di neve compressa e di acqua, il quale a prima giunta rassomiglia a ghiaccio bolloso, ed è qualcosa d'intermedio fra la neve compressa ed il ghiaccio. Nelle prime giornate di primavera si stabilisce poi al disotto un velo d'acqua di fusione, per cui la massa di neve non è più aderente alla roccia. È facile quindi comprendere, come in tal caso, specialmente se si tratta di roccie levigate alla superficie, possa succedere lo scivolamento di una grande massa di neve. Si hanno così quelle valanghe, che sono veri disastri pei paesi montani.

Nelle alte regioni alpine, dove geologi e geografi pongono i così detti *campi di neve*, non abbiamo quasi mai un'abbondante

caduta di nevi per la siccità dell'atmosfera, come pure abbiamo raramente regioni pianeggianti un po' ampie, che presentino una superficie di solido imbasamento a grandi masse di neve; di più la temperatura non è sufficiente per determinare una fusione alquanto abbondante negli strati di neve; quindi ad altezze di 3500 e più metri non abbiamo mai del ghiaccio, ma solamente accumuli, falde di neve incoerente; il ghiaccio non lo troviamo colà, che in circostanze eccezionali. Non così più in basso, dove i versanti di montagne sono listati ed ammantati da larghe valanghe, costituite di neve molto compatta. Questa neve è molto addensata in confronto di quella che troviamo nei campi di neve, chè se questa ha il peso di circa 85 chilogrammi per metro cubo, quella pesa fino a 600 chilogrammi per metro cubo. Noi troviamo in questa neve più compatta ancora i granuli nevosi originarî liberi gli uni rispetto agli altri, ma saldati o cementati assieme da acqua liquida per modo da formare una massa di costituzione perfettamente identica a quella dello strato inferiore delle valanghe estive, di cui abbiam detto più sopra. Se arriviamo quindi più in basso ancora, noi troveremo i veri ghiacciai, dove la neve, per così dire, è scomparsa, o meglio si è costituita in struttura affatto speciale, che possiam dire di ghiaccio granulare e bolloso. Si dà il nome di *nevato* alla superiore parte dei ghiacciai sotto ai campi di neve, là ove si hanno le striscie di neve compatta, risultato di numerose valanghe, che costituiscono il vero alimentatore del bacino glaciale sottostante. Per dare un'idea del lavoro di condensazione che avviene nel passaggio dalla neve polverulenta alla neve di nevato, diremo col Tyndall, che 40 metri di quella si riducono appena a due metri di questa, o al più a metri 2,50.

Al disotto del nevato passiamo dalla regione dei picchi a quella di valle, ove si accumulano tutti i residui delle valanghe. Quanto al passaggio della neve allo stato speciale di nevato, esso si è naturalmente compiuto prima per pressione; notiamo diffatti, che nella regione del nevato i fianchi montuosi si presentano meno ripidi, dànno imbasamenti più ampî, e la possibilità quindi

di accumuli maggiori; in secondo luogo per la temperatura, la quale, essendovi più elevata, può determinare un lavorìo di fusione ben marcato e la produzione quindi di quell'acqua, che precisamente nel nevato troviamo a cementare gli uni cogli altri i granuli nevosi originarî. Nelle alte regioni alpine invece, dove la temperatura è sempre molto bassa, dove per conseguenza non è possibile un grande lavorìo di fusione della neve caduta, e dove non havvi modo di formazione di potenti accumuli di neve pel fatto stesso della configurazione delle montagne, là non avviene la trasformazione della neve in ghiaccio, oppure, se essa si verifica, succede solo in circostanze molto eccezionali. Sui pendî delle montagne formanti le valli, verso la parte loro originaria, per l'esistenza appunto di canaloni speciali scavati nel fianco delle roccie e pel fatto di una superficie più ampia presentata dalle montagne, si rendono possibili, come abbiamo detto, i grandi accumuli di neve. Di più notisi, che in quella parte dove noi riteniamo presentarsi la possibilità di un accumularsi delle nevi in gran copia, ivi troviamo una temperatura alquanto superiore, e capace quindi di determinare negli accumuli nevosi una fusione più o meno marcata, di cui il prodotto, l'acqua di fusione, penetrando nelle parti profonde, va trasformando gli ammassi di nevato, agendo precisamente come cemento tra i granuli di neve originarî. Di più, negli strati di questi accumuli di neve, già molto compatti, all'assieme dei quali demmo il nome di nevato, si manifesta la compressione, di guisa che per un duplice fatto, dell'acqua cioè di fusione, che concorre a cementare, ad impastare, per così dire, i granuli nevosi, e della pressione, che gli strati stessi di neve possono esercitare gli uni sugli altri, avviene la trasformazione della neve in una specie di ghiaccio granuloso, tutto pieno di areole, di interstizî, in un qualcosa insomma che potremo chiamare, anzichè ghiaccio, neve congelata. Dicemmo pure, che di 85 kg. fosse il peso di un metro cubo di neve, quale si ha non appena caduta, e che uno stesso volume di neve di nevato pesi invece fino a 600 kg., si può quindi ritenere con molta approssimazione, che nel passaggio allo stato di neve di nevato un volume determinato di neve caduta assuma un volume molto più piccolo, e precisamente eguale ad 1/7 del primitivo.

Questi nevati non occupano veramente il fondo delle valli, in cui devonsi costituire i ghiacciai, ma si trovano sospesi sui fianchi delle montagne, e da tutti i lati, che formano il circo originario della valle, concorrono verso il fondo del bacino di origine. Per cui l'accumulo di nevi, che noi troviamo in quel bacino, e che dà origine ai ghiacciai, non rappresenta in gran parte, che i residui di numerose valanghe cadute in basso dal nevato. Notiamo come lo spessore della neve, che si accumula nell'alto dei circhi alpini, viene qui ad essere portato al massimo grado appunto per la frequente caduta di tali valanghe. Inoltre, come i circhi glaciali si trovano in condizioni di temperatura convenienti per la fusione più marcata degli strati superficiali di neve, così nulla di più naturale, che quivi appunto si abbia la trasformazione completa della neve dell'alto nevato in vero ghiaccio; però questo è ancora ghiaccio bolloso, perchè vi si possono scorgere gli elementi granulari primitivi separati gli uni dagli altri da interstizî riempiti, durante la buona stagione, di acqua e di aria ad essa commista.

E qui ci avviciniamo già grandemente alle condizioni del ghiaccio ordinario, del ghiaccio, vogliam dire, che si otterrebbe, ad esempio, col mezzo della congelazione diretta dell'acqua. Questo ammasso di neve, che risulta formato specialmente dalla caduta delle valanghe e trasformato in ghiaccio bolloso, costituisce il vero principio del ghiacciaio, e veramente con ragione è chiamato dal Rendu il *glacier réservoir,* espressione, cui corrisponde in italiano quella di *ghiacciaio serbatoio*. Questo ghiacciaio serbatoio, da cui emana tutta la corrente glaciale della valle, si trova a funzionare precisamente come un lago, come uno di quei laghi, che dicemmo riempire le testate delle valli, quando esse non solo si presentano a circhi, ma ancora con circhi a forma di conca, ove le acque si radunano; si è da tali laghi, che hanno origine i corsi d'acqua d'alcune valli. Sostituiamo un corso d'acqua solida a quello d'acqua liquida ed in alto un ghiacciaio serbatoio al lago, ed avremo una analogia completa.

Esaminando il ghiaccio corrispondente al ghiacciaio serbatoio, lo troveremo più denso assai di quello delle masse del nevato,

e precisamente troveremo ch'esso pesa da 900 a 940 kg. per metro cubo. Questo indica, come il lavorìo di condensazione della neve siasi fatto anche più fortemente, tantochè è riuscito a costituire del vero ghiaccio. Tra il nevato e quella prima parte del ghiacciaio, il ghiacciaio serbatoio, vi ha generalmente una separazione netta, ben marcata, una soluzione di continuità, che corre tutto all'intorno del circo. Quindi, nel risalire una valle alpina, arrivati al ghiacciaio serbatoio, ci troviamo sopra una gran pianura tutta coperta di ghiaccio, e questo ricoperto da uno strato di neve granulosa, sulla quale facile è l'incesso. Volendo passare oltre, e rimontare i fianchi delle montagne, che cingono la valle, ci troviamo di fronte a quell'ostacolo, a quella specie di spaccatura, che separa il nevato dal ghiacciaio, una specie di crepaccia periferica, se vogliamo chiamarla così, la quale non ha niente a che fare colle crepaccie originarie dei ghiacciai; la *rimaye* dei Francesi, o la *bergschrund* dei Tedeschi; soluzione di continuità, che costituisce soventi una vera difficoltà per gli alpinisti. Tale spaccatura è originata dalla diversità di velocità nel movimento di discesa del ghiaccio del nevato, giacchè ivi trovasi aderente ai fianchi della montagna, e gode di un peso molto minore, in confronto della maggiore velocità che si verifica nel movimento di discesa del ghiacciaio nella regione sottostante, nel ghiacciaio serbatoio, ove il ghiaccio è più potente, più denso e conseguentemente più pesante, e per altra parte incontra minori ostacoli, minori accidentalità, per cui può scorrere con maggiore agevolezza.

Intanto veniamo così a stabilire, che tutta la massa del ghiacciaio è animata da un movimento di discesa, il quale fa sì, che gli accumuli di neve caduta formatisi nelle alte regioni sono obbligati a portarsi in basso, dove sono destinati a formare la massa del ghiacciaio serbatoio. Tutta la massa adunque di un ghiacciaio, dalla sua parte terminale o coda a quella superiore fino alle più alte regioni, dove si origina, cammina, e cammina sempre discendendo verso il basso. Questo movimento generale del ghiacciaio dall'alto al basso non si compie però ovunque

con eguale velocità, ma varia secondo i diversi tratti del ghiacciaio, che si considerano. E senza entrare ora in troppi particolari, diremo, che la velocità di discesa del ghiacciaio serbatoio è di molto superiore a quella, che si possa verificare nel nevato; e ciò per diverse ragioni, quali il maggior peso per la massa aumentata, minori ostacoli e maggiore arrendevolezza per maggior quota di acqua di fusione interposta.

Il ghiacciaio adunque, quando ha formato il suo serbatoio, per diverse ragioni è obbligato a scendere in basso, e seguita la legge delle correnti superficiali liquide, superando come queste gli ostacoli non inaccessibili, che si possono presentare lungo il suo corso, accasciandosi, allargandosi, innalzandosi e restringendosi secondo i casi, adattandosi insomma alle diverse accidentalità dell'alveo, in cui scorre. E per questo lavorìo, che si esercita nel movimento di discesa del ghiacciaio, la sua massa viene naturalmente rimpastata intimamente, le sue parti si comprimono reciprocamente tra loro e contro le roccie dei fianchi della valle, per cui avviene come risultato finale, che il ghiaccio del ghiacciaio, là dove questo termina, si trova ad avere una densità maggiore ed una struttura molto più omogenea.

Perciò le areole o cavità, che si hanno dapprincipio nella massa del ghiacciaio, si vanno facendo prima lenticolari, amigdalari, finchè nella coda terminale di esso le vediamo diventare quasi lineari, e in questa contingenza il ghiaccio presenta tale compattezza, che può arrivare fino a pesare 940 kg. per metro cubo.

Gli studî fatti dal Grad e quelli ulteriori del Klocke hanno messo in evidenza, che gli individui cristallini primitivi granulari vi rimangono sempre separati ed orientato ciascuno per suo conto. Si riconobbe, che una lastra del ghiaccio compatto dei ghiacciai risultò formata da tanti individui cristallini diversamente orientati, questi poi che rappresentano, per così dire, il primo prodotto di cristallizzazione dell'acqua, sarebbero fra loro cementati in modo solido e compatto da particelle cristalline di acqua con speciale orientazione. Per cui il ghiaccio de' ghiacciai, anche allo stato di massima compattezza, presenta

ancora manifesti i caratteri originarî, quei caratteri, che rivelano la sua formazione nell'alto nevato, si presenta cioè sempre come un accumulo di elementi cristallini cementati.

La trasformazione completa della neve nel vero ghiaccio dei ghiacciai esige dunque due fatti: prima di tutto la pressione, e questa l'abbiamo veduta data dal peso stesso delle masse del nevato e del ghiacciaio serbatoio le une prementi contro le altre e dalla resistenza delle roccie dei fianchi montuosi; in secondo luogo la presenza dell'acqua in maggiore o minore quantità. Però, mentre tali condizioni non si raggiungono ordinariamente, che nelle basse regioni, come ebbimo occasione di accennare prima, la trasformazione della neve in ghiaccio può avvenire anche in alto, e specialmente quando, per il riverbero calorifico delle roccie, si determini in alcune località, anche nella parte superiore del ghiacciaio, un grande accentramento di calore, o quando due nevati vengano fortemente a comprimersi fra loro e contro le roccie, che li fiancheggiano. Così si spiega come Zumstein abbia trovato al Monte Rosa il ghiaccio compatto a 4264 metri circa di elevazione sul mare, come l'Agassiz trovò il ghiaccio azzurro sulla Jungfrau a 4000 metri circa, ed il Martins sul Monte Bianco a 4680 metri.

Veduto come avviene la trasformazione delle nevi in ghiaccio, dobbiamo ora occuparci di trovare una classificazione scientifica dei ghiacciai.

Gli accumuli di neve possono riempire gli alti circhi o le teste delle valli, ed è quindi naturale, che colà si formeranno molto più potenti, inquantochè ivi sarà molto ampio il circo di rupi, donde, per mezzo di valanghe, può avvenire l'alimentazione. Quando i nevati gravitano da ogni lato sui grandi serbatoi, e il peso stesso della neve obbliga il ghiacciaio a scendere e seguitare il *thalweg* della valle in cui si trova, allora si costituisce un vero ghiacciaio, cioè una corrente di ghiaccio, che rappresenta il torrente di scarico di quella valle sotto forma di corso d'acqua solida, corrente, che segue in tutto e per tutto l'andamento della valle, comportandosi identicamente nel modo

con cui procederebbe nella valle stessa una corrente di acqua liquida; questi sono i veri ghiacciai o *ghiacciai di primo ordine*, o *gletscher* dei Tedeschi. Essi possono scendere molto in basso senza che ne venga determinata la totale fusione, e ciò perchè anzitutto il loro movimento di discesa è favorito da varie circostanze, come la loro massa considerevole e il trovarsi in un alveo poco accidentato in genere, dippiù, coprendo essi il fondo d'una valle, si trovano ad essere più o meno protetti contro l'azione calorifica de' raggi solari.

Soggetti a distruzione più rapida, perchè meno protetti contro il calore del sole, trovansi ad essere i *ghiacciai di second'ordine*, chiamati con vocabolo italiano, in uso specialmente nelle Alpi centrali ed orientali, *vedrette*. Questi ghiacciai trovansi ad ammantare i versanti delle montagne laterali alle valli, e possono quindi essere soggetti, come già dicemmo, a distruzione molto più rapida. Essi sono veramente ghiacciai di second'ordine, sia per i fenomeni, che presentano meno accentuati, sia perchè non godono mai di quell'importanza geologica, di cui godono quei ghiacciai, che chiamammo di primo ordine. I Tedeschi chiamano questi ghiacciai *ferner*.

Abbiamo anche occasione di incontrare masse di ghiaccio, che non riproducono nè l'uno nè l'altro di quei due tipi finora considerati. Accade spesso, che nel fondo di certe valli, poco o nulla visitate dal sole, od in canali dove rovinano grandi masse di neve, noi troviamo accumuli di neve densa, compatta, la quale negli strati più profondi si presenta trasformata in vere masse di ghiaccio. Generalmente i montanari chiamano anche questi col nome di ghiacciai. Tali ammassi però sono destinati a scomparire dopo un seguito di anni piuttosto caldi, specialmente se poco alimentati. Noi daremo loro il nome generico di *sacchi di neve*, e non li confonderemo con i veri ghiacciai, inquantochè nè mostrano la divisione in nevato, ghiacciaio serbatoio, e ghiacciaio di scolo, che si verifica nei ghiacciai di primo ordine, nè presentano i fenomeni di quelli di second'ordine.

Una forma curiosa infine che si riannette ai ghiacciai, senza però costituire un vero ghiacciaio, è quella del così detto *ghiacciaio-*

duna; ne abbiamo esempî nei Pirenei e nelle nostre Alpi. I ghiacciai-dune rivestono gran parte dei versanti d'una montagna, ma stanno sospesi a grandi altezze sulle erte piramidi, sui fianchi rivolti al nord, quando questi fianchi si presentano in condizioni favorevoli per l'arrestarsi e l'accumularsi della neve. Una delle più belle montagne, che ci offre l'esempio di un ghiacciaio-duna è il Dente della Grivola, piramide quadrangolare, di cui le due faccie volte a sud-est ed a sud-ovest si presentano libere durante l'estate, mentre le altre due si trovano coperte d'un gran mantello di ghiaccio, il quale viene a formare in alto uno spigolo sinuoso ed elegante. Questi accumuli di ghiaccio con caratteri speciali, cui diamo il nome di ghiacciai-dune, dipendono dal fatto, che le nevi trasportate dal vento s'arrestano sul versante a tergo della piramide non esposto direttamente al vento, in un ambiente di calma relativa. Sicchè dal modo di origine di quegli accumuli appare, come la denominazione, che loro venne assegnata, sia veramente propria, inquantochè si possono proprio dire dune di neve.

Il ghiacciaio, da quello che abbiam veduto sinora, è alimentato esclusivamente dalla neve delle valanghe, che cadono dalle alte regioni alpine, dai fianchi ripidi delle montagne, che lo limitano all'intorno; concorrono però anche altre piccole quantità di neve provenienti in altro modo, ma di queste, che sono ben poca cosa in confronto delle dimensioni, che assume ordinariamente la massa d'un ghiacciaio, possiamo fare astrazione, e considerare perciò un ghiacciaio come alimentato unicamente dalle nevi, che gli giungono in forma di valanghe dal suo nevato. Abbiamo dunque anzitutto nel ghiacciaio una più o meno abbondante alimentazione fornita dal nevato, e precisamente dalle valanghe rovinanti dall'alto di questo e accumulantisi nel ghiacciaio serbatoio. Senonchè ne verrebbe, che coll'andare del tempo si avrebbe nel ghiacciaio serbatoio un accumulo di neve e di ghiaccio assumente dimensioni ognora più considerevoli; ma a questo ingigantire continuo di un ghiacciaio, a quell'azione alimentatrice si oppone l'agente di distruzione del ghiacciaio stesso,

per cui esso, invece di aumentare continuamente d'importanza, viene quasi a mantenersi in uno stato di stazionarietà, perchè mentre per una parte riceve, per l'altra subisce una perdita dovuta alla fusione di una porzione più o meno notevole della sua massa, discesa in regioni più basse, più calde, meno protette dall'azione dei raggi solari, discesa in virtù di un movimento constatato, che anima i ghiacciai, e che fa di questi altrettante correnti d'acqua solida fluenti nelle valli precisamente, ancorchè con velocità di molto minore, come le correnti superficiali liquide. A quella fusione delle masse di ghiaccio, a quell'azione che si oppone all'alimentazione del ghiacciaio, si è dato il nome di *ablazione*, parola che serve ad indicare come quella fusione del ghiaccio si operi superficialmente.

Per avere dunque un'idea esatta d'un ghiacciaio converrà tener conto di due elementi principali: della sua alimentazione, che viene dalle nevi del nevato, e dell'ablazione, cui è soggetto specialmente dove la sua massa è discesa molto in basso, e vi si fonde più facilmente. L'alimentazione si trova manifestamente sempre più ampia, sempre più abbondante man mano che rimontiamo il ghiacciaio fino ai campi di neve; per l'ablazione succede il fatto inverso, inquantochè rimontando la valle tra i fianchi delle montagne incontriamo regioni sempre meno calde e più protette contro l'azione calorifica dei raggi solari.

Le cause di ablazione non sono però così semplici come parrebbe a prima giunta. Eccone le principali:

1°. Fusione superficiale degli strati per contatto di questi con aria a temperatura superiore a 0°; e qui entra la causa principale, il sole, che, riscaldando, determina la fusione superficiale del ghiacciaio o delle nevi che coprono il ghiacciaio stesso.

2°. Fusione interna per penetrazione nel ghiacciaio del calorico dall'esterno, perchè una parte del calorico emanato dai raggi solari riesce a penetrare nella massa del ghiacciaio fino ad un certo punto, e quindi a determinarvi una fusione intima nell'interno della massa stessa.

3°. Fusione superficiale determinata dal calore latente emesso

dal vapor d'acqua, che si condensa alla superficie del ghiacciaio; e questo fatto, che a prima giunta sembra di non grande importanza, pure è degno di considerazione. Ammettiamo una nube carica di vapor acqueo alla superficie d'un ghiacciaio; evidentemente questo suo vapore deve raffreddarsi; ne verrà quindi una condensazione del vapore stesso, e in quest'atto sarà naturalmente emesso tutto quel calorico, che era stato assorbito dall'acqua nel trasformarsi in vapore; di qui una sorgente calorifera d'una certa importanza, come si disse, e lo è infatti, inquantochè essa ci spiega, come durante le giornate nebulose, molto umide, durante i giorni di pioggia, o vicini ad epoche piovose, si manifesti nei ghiacciai una fusione notevolmente più rapida.

4°. Fusione superficiale ed interna per infiltrazione delle acque di pioggia; è un fatto, che gli acquazzoni, specialmente gli estivi, recano una quota di calorico ai ghiacciai, e ne determinano una fusione piuttosto notevole.

5°. Fusione profonda della massa dei ghiacciai per contatto di questa colle roccie sottostanti, che emettono dall'interno una certa quantità di calorico. A questo proposito bisogna però fare una riserva. È vero, che le roccie possono emettere per irradiazione calorico proveniente dall'interno della terra, ma non crediamo però, che si debba tener conto del calore interno della terra in questo fatto della fusione, che si determina negli ultimi strati profondi dei ghiacciai, ma piuttosto, che si debba ciò attribuire alla conduttività propria delle roccie rispetto al calorico, che ricevono dall'esterno. È un fatto, che le roccie nelle regioni elevate, dove l'aria è meno densa, si riscaldano molto rapidamente, e per quanto esse risultino costituite da materiali poco buoni conduttori del calorico, pure non possiamo togliere loro affatto il carattere della conduttività, per cui esse potranno benissimo cedere una determinata quota di calorico al ghiaccio, che loro sovraincombe, e determinarne la parziale fusione.

6°. L'evaporazione determinata dalla presenza di aria non satura di vapor acqueo. Si può fare un'osservazione semplicissima, si può constatare cioè, come il ghiaccio anche nell'inverno

fuma, o meglio emette una quantità di vapori, che, condensandosi, prendono l'aspetto di fumo o nebbia; ciò indica manifestamente, che il ghiaccio perde una certa quantità d'acqua per evaporazione. Di più, si può fare un'altra osservazione, che il fumare cioè del ghiaccio avviene tanto maggiormente, quanto più il tempo è sereno, quanto minore è il grado d'umidità, di igrometricità atmosferica, quanto cioè si è più lontani dal grado di saturazione del vapore acqueo nell'aria atmosferica. Se ciò avviene nelle nostre regioni, deve avvenire tanto più potentemente nelle regioni alpine, dove si trova sempre l'aria col massimo di siccità. Sovraincombendo adunque ai ghiacciai uno strato di aria eminentemente secca, niente di più naturale, che una certa quota di acqua dei ghiacciai venga ad essere rapita dall'atmosfera. Ciò spiega il fatto, come in certe giornate per un rapido abbassamento di temperatura vediamo formarsi una nube sopra il ghiacciaio, mentre la valle rimane perfettamente sgombra in basso; quella nube non è dovuta ad altro, che alla condensazione dei vapori già prodottisi alla superficie del ghiacciaio, i quali, per il rapido abbassamento di temperatura verificatosi, vennero a costituire uno strato di nubi.

L'ablazione si compie quindi diversamente secondo le diverse regioni. Payer avrebbe stabilito che nelle Alpi centrali, durante una bella giornata d'agosto, l'ablazione è tale, che in media i ghiacciai subiscono una diminuzione media nel loro spessore che varia da 3 a 4 centimetri. Sul ghiacciaio dell'Aar verrebbe a scomparire dalla superficie uno strato di 7 centimetri al giorno per fusione, e sul Mittel-Aletsch uno strato di 78 millimetri. Secondo il Desor, la media diminuzione in spessore di tutti i ghiacciai svizzeri sarebbe di 8 millimetri al giorno, press'a poco di 3 metri all'anno. E notiamo, che questa è una media di tutto un ghiacciaio, perchè è naturale, come del resto abbiamo già avvertito, che l'ablazione sia molto più potente nelle parti terminali, inferiori dei ghiacciai, che non alla sommità, dove questi si originano, per cui possiamo dire, che la diminuzione in spessore nella coda terminale dei ghiacciai svizzeri può arrivare fino a 6 ed a 7 metri all'anno, seb-

bene, come riferimmo più sopra, non si abbia annualmente, che una media diminuzione in tutta l'estensione dei ghiacciai di uno strato avente 3 metri circa di spessore.

Abbiamo detto che i ghiacciai si ritengono d'ordinario come esclusivamente alimentati dai nevati; accennammo però al possibile intervento di altre cause alimentatrici. Altro elemento approvvigionatore dei ghiacciai è il vapore atmosferico. Per quanto nelle alte regioni l'aria sia molto secca in confronto di quella delle basse regioni, pure vi sono giorni, in cui anche in alto, e specialmente nelle regioni dei campi di ghiaccio, si ha un'aria molto carica di umidità. Si è osservato, che allora il ghiacciaio, tanto più se coperto di neve soffice, viene ad agire come una spugna, cioè assorbe i vapori atmosferici; e questo assorbimento, verificandosi tutte le volte che il ghiacciaio è coperto di neve fresca, e che l'atmosfera contiene molti vapori, si costituisce così una nuova causa di approvvigionamento del ghiacciaio stesso. Questa proprietà dei ghiacciai è provata da molti fatti, di cui citeremo uno solo. Tutti sanno, che gli alpinisti sono soggetti a cambiamenti piuttosto marcati di fisionomia, quando per un certo tempo camminano fra i ghiacciai. Orbene, si è osservato, che queste alterazioni non avvengono così rapide e forti quando le marcie si fanno per giorni e giorni sulle roccie nude, anzichè sul ghiaccio, e che per controverso avvengono più facilmente se si fanno sopra ghiacciai coperti di neve fresca. Tali alterazioni si vollero attribuire ad un fatto di irradiazione del calore solare; invece dobbiamo affermare essere piuttosto dovute alla siccità dell'aria, che si attraversa, siccità, che appunto è tanto più marcata, quando si tratta di aria sovraincombente a ghiacciai coperti di neve fresca.

Se l'alimentazione e l'ablazione di un ghiacciaio fossero costantemente uguali, cioè si compensassero mutuamente, avremmo evidentemente come risultato finale la stazionarietà del ghiacciaio stesso in lunghezza, larghezza e spessore; ciò però non avviene, perchè sì l'una che l'altra, cioè tanto l'alimentazione quanto l'ablazione possono essere soggette a variazioni fortissime.

Notiamo fin d'ora, che noi possiamo misurare la portata delle

acque che provengono per fusione dai ghiacciai, e da questa renderci conto delle varianti, che subiscono i ghiacciai stessi; anzi possiamo conchiudere dicendo, essere questo l'unico modo di valutare con sicurezza le varianti, che subisce un ghiacciaio rispetto alla sua potenza anno per anno, giorno per giorno.

Abbiamo detto, che le nevi accumulatesi nell'alto nevato sono destinate a discendere in basso, per cui coll'andar del tempo la quota di neve, che forma il nevato ed il ghiacciaio serbatoio, a poco a poco si trasporta nel fondo delle valli, ove la temperatura è abbastanza elevata per determinare la fusione del ghiaccio ottenuto dalla trasformazione di quella. Questo moto di discesa del ghiacciaio venne constatato, oltrechè coll'osservazione diretta, da una quantità di fatti, che non si potevano spiegare altrimenti, se non ritenendo il ghiacciaio animato da un moto di discesa.

Il De Saussure nel 1788, esplorando uno dei ghiacciai che discendono dal Monte Bianco verso Chamonix, il ghiacciaio di Talèfre, abbandonò su di esso, ai piedi di una delle tante guglie che colà si trovano, e precisamente dell'Aiguille Noire, una di quelle scale, che servivano per attraversare i crepacci e per superare i muri di roccia. Quella scala venne trovata nel 1832, cioè 44 anni dopo, al piede terminale del ghiacciaio stesso, vale a dire 4350 metri distante dal luogo, ov'era stata abbandonata, e completamente intatta, il che indicava, che era stata portata giù senza scosse. Notiamo intanto, che questo trasporto avvenne con una velocità di circa 99 metri all'anno, ossia di 27 cm. circa al giorno. Sullo stesso ghiacciaio di Talèfre, che essendo molto incassato ed avendo poche accidentalità è fra i migliori a studiarsi, fu abbandonato nel 1836 un sacco da guida; questo sacco venne trovato dieci anni dopo, nel 1846, alle distanza di 1290 metri dal luogo, ove si sapeva essere stato perduto. La velocità di trasporto del ghiacciaio era dunque stata in quel lasso di tempo di 129 metri in media all'anno, ossia di 35 cm. al giorno. Nel 1820 una comitiva di alpinisti, di cui faceva parte il dottore Hammel, fu sorpresa da uno di

quegli accidenti, che avvengono di frequente in montagna: parte di essa fu trascinata in basso da una valanga. La comitiva tentava l'ascensione del M. Bianco, quando uno strato di neve fresca si staccò tutto ad un tratto, si ruppe, e si trasformò in valanga. Alcuni della comitiva si potettero salvare; tre guide di Chamonix però rimasero vittime, ed ingoiate da una crepaccia. Il seppellimento di queste guide era avvenuto nel 1820; 41 anni dopo, cioè nel 1861, ai piedi del ghiacciaio dei Bossons, vennero trovati i cadaveri di quelle guide alla distanza dal luogo ov'erano cadute di circa 6 chilometri. I cadaveri furono trascinati in basso dal ghiacciaio, percorrendo da 140 a 150 metri all'anno, cioè con una velocità alquanto superiore a quella verificata pel ghiacciaio di Talèfre.

Questi fatti provano ad evidenza, come la massa dei ghiacciai deve discendere continuamente in basso, per cui i corpi che vi possono essere sepolti devono compiere anch'essi contemporaneamente la discesa. Inoltre abbiamo veduto da quei pochi esempî una velocità nel movimento di discesa differente non solo nei diversi ghiacciai, ma ancora nelle diverse parti dello stesso ghiacciaio. E qui facciamo subito osservare, che la velocità di discesa d'un ghiacciaio viene a risultare diversa a seconda dei punti, nei quali si misura, lungo una linea, che possiamo immaginare tirata trasversalmente all'asse longitudinale del ghiacciaio; e precisamente essa è maggiore nella parte mediana di tale linea. Vediamo già in questo fatto un'analogia grandissima con ciò che succede nelle correnti d'acqua liquida, per le quali la velocità è naturalmente in ragione diretta della massa d'acqua, della distanza cioè esistente tra il pelo delle acque e l'alveo. Ora, se noi facciamo una sezione trasversale di un fiume, possiamo vedere, che la sua profondità va crescendo dalle sponde verso il mezzo, verso quella regione cioè della corrente, in cui la massa d'acqua ha velocità maggiore. Così nella parte mediana d'un ghiacciaio, dove possiamo ammettere, che il suo spessore è maggiore, che non sui margini, ivi la velocità di discesa è pur maggiore; per cui se volessimo determinare con esattezza la velocità di discesa d'un ghiacciaio bisognerebbe

misurarla su di un numero ragguardevole di punti del ghiacciaio stesso.

Agassiz ed altri scienziati si occuparono di questo, e potettero stabilire un certo rapporto, operando nel modo seguente: piantarono una quantità di picchetti nella massa del ghiacciaio per modo, che si trovassero dapprima sopra una linea retta normale all'andamento del ghiacciaio stesso; anche nel solo spazio di 24 ore questi picchetti si poterono vedere spostati l'uno per rispetto all'altro; e precisamente si verificò un incurvarsi di quella linea sempre più forte quanto più durava l'esperienza. Questo mise in evidenza, come la parte mediana del ghiacciaio cammini con velocità maggiore, che non le sue parti marginali; per cui, come già dicemmo, se volessimo stabilire la velocità di discesa d'un ghiacciaio, bisognerebbe misurarla in diversi punti centrali e più o meno laterali di esso, e quindi ricavarne la media.

Ma non bisogna credere nemmeno, che questa velocità sia massima nel senso di una linea, che corrisponda esattamente, matematicamente alla linea mediana del ghiacciaio. Nelle correnti d'acqua solida, o ghiacciai, come nelle correnti d'acqua liquida, si hanno dei meandri corrispondentemente alle accidentalità delle linee marginali, poichè la linea di massima velocità seguita un andamento flessuoso, e taglia or qua or là l'asse mediano della corrente per modo, che le masse, giunte dal fianco verso quest'asse, l'oltrepassano, indi ritornano verso il mezzo, l'oltrepassano ancora, per risalire poscia dalla parte opposta, ridiscendere, e procedere così innanzi a forza delle seguite flessuosità. Havvi soltanto differenza nella durata dei fenomeni, nel tempo cioè più o meno lungo, che è necessario, perchè gli stessi fenomeni si compiano nelle correnti d'acqua liquida e nei ghiacciai.

Riguardo al movimento di discesa dei ghiacciai abbiamo ancora, che esso si compie con velocità maggiore alla superficie, che non verso le profondità della massa di ghiaccio; e questo fatto l'osserviamo pure nelle correnti di acqua liquida. Per ciò abbiamo anche nella massa del ghiacciaio un movimento con-

tinuo di rivolgimento, che si compie certo in iscala molto meno marcata, che non nelle vere correnti d'acqua liquida, dove esso trovasi ad essere facilitato dalla molto maggiore scorrevolezza delle molecole d'acqua allo stato liquido.

Si è il Tyndall che instituì varie esperienze per determinare la diversa velocità, che si verifica nel movimento di discesa di un ghiacciaio nel senso verticale. Ciò dipende dal fatto del maggiore attrito, che soffrono le masse profonde, e spiega certi fenomeni di cascate nelle crepaccie dei ghiacciai.

Riguardo ai movimenti di discesa, che abbiamo detto verificarsi nei ghiacciai, non bisogna credere che se ne possa constatare la velocità tanto facilmente. Le misure che si sono istituite non si poterono fare che durante la bella stagione. Sono pochissimi gli scienziati che abbiano tanta abnegazione da affrontare la rigidità del clima e tutti gli ostacoli che porta seco la cattiva stagione. Tuttavia alcuni ve n'ha, e fra questi notiamo precisamente il Tyndall.

È naturale, che la velocità nel movimento di discesa d'un ghiacciaio deve essere nella bella stagione più marcata, perchè la massa di esso si presenta in più convenienti condizioni di pseudo-fluidità, trovandosi ad essere maggiore la quota d'acqua di fusione e l'infiltrazione di essa nelle spaccature, nei fori, negli interstizî, lasciando più indipendenti fra loro i diversi elementi granulari del ghiacciaio. Se noi potessimo ammettere per il ghiaccio di ghiacciaio un certo grado di plasticità, potremmo dire, che essa verrà ad essere aumentata dalla presenza di acqua liquida nell'interno della massa del ghiacciaio, acqua, che naturalmente è in copia maggiore durante la stagione estiva, che non in quella invernale.

Ciò non vuol dire però, che in inverno il ghiacciaio non si trovi animato dal movimento di discesa, ma solo che la velocità di discesa può essere sensibilmente minore, e che perciò, studiando in un ghiacciaio tale velocità nella bella stagione, possiamo essere tratti in errore, e dare per quota corrispondente alla media una cifra superiore al vero. Per avere quindi una esatta idea della quota d'avanzamento, che un ghiacciaio può

presentare durante un anno o durante un seguito di più anni, dovremmo instituire delle misure durante tutte e quattro le stagioni dell'anno. Quanto maggiore poi sarà il numero di anni, per cui si ripeteranno le misure, tanto più potremo avvicinarci alla vera cifra rappresentante la media velocità del movimento di discesa del ghiacciaio.

Hugi ottenne nel 1827 pel ghiacciaio dell'Aar una media velocità di discesa, calcolata su determinazioni fatte per 10 anni, di 102 metri all'anno; per la Mer de Glace, verso Chamonix, si avrebbe una media di 147 metri all'anno.

Da un certo numero di osservazioni fatte accuratamente risulterebbe, che la velocità di discesa d'un ghiacciaio è tanto maggiore quanto più grande è il suo circo raccoglitore; e si comprende come quella debba essere in rapporto intimo coll'ampiezza di questo, inquantochè quanto più ampio è il circo glaciale raccoglitore, tanto più è possibile un grande approvvigionamento nella massa del ghiacciaio di scolo, donde una spinta maggiore, e naturalmente una maggior quota d'avanzamento in tutto il ghiacciaio.

E con questa considerazione noi abbiamo già accennato alla vera causa del movimento di discesa d'un ghiacciaio: la spinta cioè che viene determinata nella massa del ghiacciaio dal peso di tutto l'accumulo di neve formatosi nella parte superiore, che si trova in condizioni convenienti a procedere in avanti sotto il peso immane di milioni e milioni di metri cubi d'acqua allo stato solido. È questa evidentemente la causa unica e più naturale del movimento di discesa dei ghiacciai, i quali per tal modo riconoscono come causa del loro avanzamento quella stessa della loro massa, quella stessa che determina i movimenti nelle correnti d'acqua liquida. Così ne segue, che la velocità di avanzamento è in istretto rapporto colla plasticità del ghiacciaio, obbedendo questo più o meno facilmente a quella spinta, secondochè maggiore o minore è la sua plasticità, vale a dire l'arrendevolezza che possiede la sua massa. Quindi durante l'estate si avrà maggiore velocità, essendochè il ghiacciaio si presenta in allora come una specie di spugna imbevuta, dotato di massima arrendevolezza relativa,

meglio obbediente alla spinta, e che discende con velocità sensibilmente maggiore; mentrechè in inverno il movimento di discesa è quasi arrestato dalla natura più rigida, che presenta la massa di ghiaccio, per cui si ha allora un effetto in avanzamento molto meno marcato.

Riguardo alla causa determinante il movimento di discesa dei ghiacciai si emisero molte opinioni. Fra queste citiamo anzitutto quella data da Grüner e da Altmann fin dal 1760, secondo i quali il ghiacciaio non farebbe, che discendere in basso come una pasta più o meno scorrevole che si trovi sopra un piano inclinato. Contro questa opinione, che fin dal principio del nostro secolo venne lasciata in disparte, sta il fatto importante, che naturale conseguenza sarebbe il manifestarsi di una quota d'avanzamento più forte in quelle masse di ghiaccio poste sopra pendî più ripidi. Ora questo precisamente non succede; infatti, i ghiacciai di second'ordine si trovano sopra pendî, che hanno alcune volte 50, 60 e più gradi d'inclinazione, per cui, se la loro discesa avvenisse per scivolamento, essa dovrebbe appunto essere maggiore in questi ghiacciai di second'ordine, nei quali al contrario, ed in generale, è molto meno sensibile, che non in quelli di primo ordine.

Altra opinione si è quella emessa nel 1841 da Charpentier, naturalista svizzero, che pel primo si occupò accuratamente dei ghiacciai, ed in modo speciale del loro movimento. Secondo tale opinione si spiegherebbe l'avanzamento dei ghiacciai come una conseguenza immediata del fenomeno continuo di congelazione di particelle d'acqua liquida sparse nella massa del ghiacciaio, particelle, che nell'atto del loro passaggio dallo stato liquido al solido, aumentando di volume, non possono che indurre nella massa del ghiacciaio un avanzamento, una discesa verso il basso, trovando insuperabile resistenza verso l'alto. Contro quest'opinione basterà ricordare, che appunto durante l'estate siffatta congelazione avviene in iscala molto minore, quantunque sia allora per l'appunto, che il movimento di discesa del ghiacciaio si compie colla massima velocità.

Il Forbes, fisico naturalista inglese, emise poco di poi una opinione sua propria, che chiamò *della vischiosità*, secondo cui, ammesso il ghiacciaio potersi considerare come sostanza vischiosa, il movimento di discesa di esso verrebbe ancora determinato dalla spinta esercitata dalla massa sopra se stessa. Questa opinione fu poi modificata ancora dal Tyndall nel senso di sostituire alla vischiosità la plasticità del ghiaccio.

Il Tyndall ammise per molto tempo questa semifluidità, cui sarebbe dovuta la plasticità, e quindi il movimento di discesa delle masse del ghiacciaio; ma negli ultimi 20 anni abbandonò tale idea, e crediamo con ragione. Il ghiaccio non è per nulla una sostanza plastica; e tutte le esperienze stabilite in proposito dal Forbes e dal Tyndall provano appunto questa nostra asserzione, inquantochè noi chiamiamo plastica una sostanza, che anzitutto si lascia modellare, come, ad esempio, la cera o l'argilla; e fin qui sappiamo, che anche il ghiaccio, se si comprime, assume la forma del recipiente ov'è compresso, proprio come la cera e l'argilla. Ma se osserviamo come avviene questo plasmarsi del ghiaccio per modo da assumere una forma compatibile col modello, di cui ci serviamo, vedremo, che il fatto succede altrimenti, che non per la cera e per l'argilla. Notisi diffatti, che a differenza di queste sostanze il ghiaccio non resiste alla pressione necessaria a plasmarlo, inquantochè prima si rompe, va in minuti frantumi, e solo dopo fusione superficiale di tali frammenti, dovuta al calore svoltosi nell'atto di quella pressione, e successivo risaldarsi dei frammenti stessi per rigelamento, che avviene il costituirsi di una massa di ghiaccio compatta e modellata secondo il recipiente, che ci ha servito all'uopo. Ma, ripetiamolo, si ha prima un fratturarsi, un polverizzarsi quasi della massa di ghiaccio, per cui soltanto essa riesce a prendere quella forma che vogliamo, e poi pel fatto di eliminazione di calorico svoltosi nell'atto della pressione le minime particelle si risaldano, e possiam dire col Tyndall, *rigelano*, e avviene il ricostituirsi di una massa compatta di ghiaccio. Quindi, secondo il Tyndall e secondo la generalità ormai di quelli che si occupano dei fenomeni glaciali, l'adattarsi del ghiac-

cio dei ghiacciai alle accidentalità della valle, in cui si trova e discende, è precisamente dovuto ad una fratturazione intima della massa del ghiacciaio ed al successivo risaldarsi dei frammenti risultanti; in altre parole si ritiene precisamente dovuto ad un fatto di rigelazione.

Abbiamo invero una quantità di fatti, che provano siffatta proprietà, di cui godono in massimo grado le masse di ghiaccio. Quando un ghiacciaio riesce ad oltrepassare uno scaglione, succede tardi o tosto di trovare in corrispondenza di esso una frattura, per cui quivi la massa del ghiacciaio assume la forma di un ammasso caotico di frammenti di ghiaccio, che sembrano accatastati gli uni sugli altri; questa frantumazione ci dice appunto, che il ghiaccio non è plastico. Osserviamo poi, che poco per volta quell'ammasso caotico ritorna a costituirsi in ghiaccio denso, compatto, e ciò in forza appunto del rigelo dei frammenti di ghiaccio.

Il ghiaccio adunque si può modellare come la cera e l'argilla per pressione, ma pel fatto del rigelo; la cera e l'argilla però si stirano fino ad un certo punto senza che ne avvenga la fratturazione, mentre se ci serviamo di una forza speciale più o meno potente per stirare allo stesso modo un frammento di ghiaccio, vedremo che esso si spacca, e precisamente la rottura avviene in un piano normale all'asse di trazione; il che non succederebbe se il ghiaccio fosse una sostanza plastica. Una prova della non plasticità del ghiaccio la troviamo meglio rappresentata nelle così dette *crepaccie* dei ghiacciai, lacerazioni, che attraversano a profondità più o meno rimarchevoli le masse dei ghiacciai.

Nei ghiacciai si hanno molti generi di crepaccie. Esse possono essere *trasversali*, cioè tagliare normalmente il ghiacciaio, ed allora sono sempre divaricate alla superficie, e vanno via restringendosi man mano che si approfondiscono; difficilmente arrivano fino al fondo del ghiacciaio. Esse sono dovute ad azioni di trazione esercitate dalle masse stesse del ghiacciaio fra loro pel fatto di una diversa velocità di discesa, la

qual cosa si potrà verificare tuttavolta, che un ghiacciaio passa da un tratto d'alveo, che ha una determinata inclinazione, ad un altro, che ha pendìo più ripido; in corrispondenza appunto di tali passaggi potrà manifestamente verificarsi una rottura trasversale del ghiacciaio, una spaccatura più o meno profonda secondo i casi. In ogni modo tali crepaccie vanno via impicciolendo, finchè, pel fatto del rigelo, vengono a scomparire.

Troviamo qualcosa di analogo nelle crepaccie così dette *longitudinali*, disposte, come indica la denominazione, nel senso dell'andamento del ghiacciaio. Sono esse molto meno frequenti delle trasversali, inquantochè esigono per la loro formazione condizioni speciali di alveo, che s'incontrano ben raramente, essendo ben difficile, che l'alveo d'un ghiacciaio si presenti per un tratto più o meno lungo con un rilievo nella parte mediana in modo da costituire non uno, ma due canali. Quando questo succede, è facile comprendere come possa avvenire, che in corrispondenza del rilievo mediano si formi una crepaccia longitudinale per l'accasciarsi lateralmente delle masse di ghiaccio.

Dove un ghiacciaio esce dalla valle nativa o da una stretta, per cui la sua massa, prima sostenuta da fianchi rocciosi, si versa deprimendosi in un'area più o meno estesa e tale da non essere completamente ricoperta, ne avviene, che le parti laterali del ghiacciaio rovesciansi l'una in un senso e l'altra in un altro, determinando ancor quivi delle crepaccie longitudinali, ma in questo caso divergenti verso il basso più o meno sentitamente, secondo l'ampiezza dell'area, su cui è avvenuta l'espansione. Queste crepaccie longitudinali così disposte a ventaglio ricevono ordinariamente il nome di *irradianti*.

Si hanno poi ancora le crepaccie *laterali* o *marginali* disposte colla parte meno ampia verso l'alto ed il mezzo del ghiacciaio. Esse dipendono da un doppio fatto: dalla differenza di velocità, maggiore nella parte mediana, che non nelle marginali, dove il ghiacciaio presenta ordinariamente poco spessore, e dalla differenza di velocità cagionata ancora dall'attrito delle sponde contro i margini del ghiacciaio. Se ora immaginiamo, che non esistano fuorchè le masse laterali di un ghiacciaio, queste natu-

ralmente tenderanno verso la parte mediana dell'alveo normalmente alla direzione di questo; per altra parte esistendo anche le masse mediane, e tutto il ghiacciaio essendo influenzato da un movimento di discesa longitudinale, le masse laterali seguiteranno la risultante delle due direzioni verso il basso del ghiacciaio, per cui il piano normale alla trazione sarà ancora obliquo sulla direzione generale del ghiacciaio, ma rivolto verso l'alto, e corrispondentemente ad esso avverranno lacerazioni.

Spesso però sui margini di un ghiacciaio troviamo non distinte le sole crepaccie marginali, ma queste intrecciate ed alternate con altre trasversali, con altre marginali di diverse epoche a formare le crepaccie composte, talvolta formanti un vero dedalo di crepature, che tiene in imbarazzo chi voglia passare dal ghiacciaio alle sponde od ai fianchi rocciosi che lo chiudono, tantochè alcune volte occorrono delle ore per poter prendere terra. In questo intreccio di lacerature spesso si confondono crepaccie marginali di diverse epoche, inquantochè formatasi una crepaccia marginale, pel movimento di discesa crescente dai margini al mezzo del ghiacciaio, essa si sposta in modo da diventare normale ed obliqua verso il basso; in questo spostamento altre se ne formano colla direzione loro regolare, che vengono ad intrecciarsi colle più antiche.

Da tutto quello che abbiamo detto riguardo alla formazione dei ghiacciai risulterebbe, che, date le condizioni convenienti di temperatura, su qualunque punto della superficie della terra si dovrebbero poter produrre dei ghiacciai; vale a dire, dato che il suolo venga ad incontrare, elevandosi sul livello del mare, la linea isotermica 0°, l'acqua proveniente in quella località dalla precipitazione dei vapori atmosferici si dovrebbe precipitare sotto forma di neve, e, se le condizioni locali del suolo vi permettono inoltre l'arrestarsi e l'accumularsi di questa, si avrebbe la trasformazione di essa in ghiaccio, l'origine quindi di un ghiacciaio. Per cui i ghiacciai si possono produrre in tutti quanti i punti della superficie della terra, purchè tanto elevati nel senso dell'altitudine da raggiungere quello strato

atmosferico, la cui caratteristica temperatura è rappresentata dalla media annuale di 0°. Ciò facendo astrazione da quelle varianti di maggiore o minore importanza, che vedemmo potersi verificare, perchè non sempre in quel punto ove il suolo giunge allo strato atmosferico di isoterma 0° il terreno ha temperatura 0°, ma osservammo, che generalmente il suolo ha temperatura superiore a quella dell'aria dell'ambiente, in cui si trova, e in particolare nelle nostre latitudini trovammo che la linea delle nevi persistenti può salire al livello corrispondente ad una temperatura media dell'aria di — 4°.

Cionondimeno, facendo astrazione da queste cause di varianti tutte secondarie, possiamo ammettere, che là, ove la superficie della terra si eleva fino ad uno strato atmosferico che goda di una temperatura media segnata dall'isoterma 0°, là ha luogo la precipitazione dei vapori in neve, e là, se le circostanze locali permettono l'accumularsi delle nevi che cadono, abbiamo la formazione dei ghiacciai.

Occorre però un'altra circostanza importantissima: conviene che quel punto si trovi in posizione tale da poter ricevere i venti carichi di umidità. Ora, la nostra terra è divisa in varie plaghe o zone, sulle quali spirano dei venti costanti, i quali possono provenire dall'interno dei continenti, e perciò essere poveri di umidità, o da grandi superficie oceaniche, e allora essere carichi abbondantemente di vapori; ne viene quindi, che per rispetto allo spirare dei venti costanti si hanno differenze nel relativo formarsi e svilupparsi dei ghiacciai a seconda la posizione geografica.

Non basta inoltre che una catena sia elevata fino allo strato atmosferico di isoterma 0°, non basta che oltracciò essa trovisi ad intercettare il passaggio di correnti aeree molto ricche di vapori atmosferici, ma conviene ancora, che la struttura della catena si presti a quell'accumularsi delle nevi, che costituiscono la vera origine dei ghiacciai. Per cui non saranno le catene semplici di montagne, che presentano valloni poco incavati, poco profondi, non saranno quelle catene montuose, che presentano versanti quasi omogenei e senza notevoli depressioni, che

ci offriranno i più importanti ghiacciai, ma bensì quelle montagne, che presentano valli profonde e sinuose, e che perciò si trovano ad avere gran parte della loro area protetta dai raggi calorifici solari, i quali determinerebbero necessariamente una troppo rapida e potente fusione della neve caduta. Non basta adunque l'altitudine di un luogo, nè la speciale disposizione a ricevere venti carichi di umidità, ma occorre ancora, che la valle si origini in alto con un circo glaciale piuttosto ampio, ove si abbia la possibilità d'un accumulo abbastanza potente di neve, che possa poi trasformarsi in ghiaccio.

Ma non basta ancora; conviene notare un'altra circostanza. Una valle può essere lunga, profonda e sinuosa, originarsi in alto con un ampio circo, il quale permetta un accumularsi considerevole di nevi e il loro trasformarsi quindi in un ghiacciaio serbatoio, e purnondimeno essere libera da ghiacciai. Invero, se noi consideriamo una valle disposta nella direzione di un meridiano ed aperta al sud, essa darà certo maggiore accesso ai raggi solari, che non una valle egualmente diretta nel senso di un meridiano, ma aperta al nord. Le grandi valli dirette secondo i meridiani e aperte verso il nord trovansi adunque in condizioni favorevoli per l'accumulo delle nevi e per la trasformazione di queste in ghiacciai.

In generale però si prestano maggiormente alla persistenza delle nevi ed alla alimentazione dei ghiacciai le alte valli alpine dirette nel senso dei paralleli di latitudine, perchè appunto per queste la catena montuosa limitante la valle a mezzogiorno costituisce uno schermo, che protegge la neve dall'azione dei raggi solari.

Stabilite queste condizioni generali, perchè si possano costituire i ghiacciai nelle diverse regioni della terra, non vi sarebbe parte della superficie terrestre dai poli fino all'equatore, la quale, date quelle condizioni da noi accennate, non dia la possibilità di coprirsi di ghiacciai. Abbiamo esempî di ghiacciai sotto l'equatore nella catena montuosa del doppio continente Americano. Di mano in mano che andiamo dall'equatore ai poli, la linea limite delle nevi persistenti si avvicina sempre

più al livello del mare, finchè nelle terre artiche ed antartiche troviamo i ghiacciai scendere fino al mare, e far corpo colla crosta superficiale di ghiaccio producentesi per congelazione delle acque marine.

Per le condizioni speciali in cui trovansi le nostre Alpi circa la loro grande elevazione e circa il ricevere venti provenienti dal sud-ovest, quindi carichi di vapori, sono in grado di presentarci un gran numero di ghiacciai, aventi relativamente grandi dimensioni. Si calcola diffatti, che il numero dei ghiacciai nelle nostre Alpi arrivi a 2000, e che siano tali da somministrare nell'epoca di fusione un quantitativo di oltre 5000 m. c. d'acqua per ogni minuto secondo. Si vede quindi come nelle nostre regioni i ghiacciai rappresentino un agente in iscala assai vasta; e quando per la loro fusione possiamo ottenere ad ogni secondo il discendere di una massa d'acqua, distribuita secondo i versanti alpini, di oltre 5000 m.c., siamo nel caso di non poter ritenere questa come un agente di poca importanza, ma invece come uno esercitante una grande influenza nelle modificazioni che avvengono alla superficie delle regioni, in cui quelle masse di ghiaccio s'incontrano, e di quelle sulle quali fluisce la loro acqua di fusione.

Fra i ghiacciai alpini il più grande è quello di Altesch, il quale conta non meno di 21.300 m. in lunghezza; ha pure una considerevole estensione la Mer de Glace di Chamonix, la quale oltrepassa i 12 km. di lunghezza. Nella catena del Caucaso, molto più elevata delle nostre Alpi, ma meno favorita dallo spirare di venti carichi d'umidità, i ghiacciai non sono così numerosi in proporzione, e neppure così sviluppati, giacchè il più grande che vi s'incontra non misura che 5 km. di lunghezza; e da quel che risulta dalle relazioni di esploratori, non vi si avrebbero ghiacciai di primo ordine, cioè di quei ghiacciai, che formano le vere fiumane di ghiaccio delle valli. Anche nelle catene dell'Himalaya e del Karakorum havvi un minor numero di ghiacciai; quelli che vi troviamo però sono certo enormemente sviluppati, e ciò probabilmente in causa dei circhi glaciali enormi, che vi si aprono. Così il ghiac-

ciaio di Baltoro conta non meno di 60 km. di lunghezza sopra 20 km. di larghezza, con uno spessore medio di 100 a 120 m. Vi ha poi il ghiacciaio di Biafo, il gigante vero dei ghiacciai alla superficie della terra, il quale raggiunge i 103 km. di lunghezza.

Nell'America Meridionale troviamo un fenomeno strano a prima giunta. Havvi una catena di monti elevatissimi, che va via deprimendosi verso la Terra del Fuoco; ora verso l'equatore, dove la catena si estolle portandosi ad un'elevazione di 6000 m. e più sul livello del mare, trovansi molto scarsi i ghiacciai, e dove invece la catena si deprime assai, là si hanno i ghiacciai di maggior potenza, i quali scendono fino a mare, come succede nella Scandinavia, o meglio come nella Groenlandia. La causa di questo fatto apparentemente strano, la dobbiamo appunto rintracciare nello spirare dei venti; così mentre nella parte superiore dell'America Meridionale spirano venti secchi, per cui havvi assoluta mancanza di pioggia, più in basso troviamo invece lo spirare di venti umidi provenienti dall'Oceano Pacifico.

Dove i ghiacciai poi assumono dimensioni veramente straordinarie è nelle terre polari. Citansi nelle terre antartiche monti ricoperti di sterminati ghiacciai, dalle cui cime vulcaniche in attività scendono correnti di lava. Le relazioni di viaggiatori artici parlano di grandi ghiacciai, e in particolare di quelli che incontransi verso il Mare di Baffin, i quali portano al mare correnti di ghiaccio, che contano diecine e diecine di chilometri di larghezza. Questi grandi ghiacciai però non presentano la bellezza veramente pittoresca dei ghiacciai delle nostre regioni, dove è mirabile il contrasto di una massa di ghiaccio colla possente vegetazione forestale dei fianchi e delle valli, cui raggiunge. I ghiacciai delle terre polari ci si presentano piuttosto come mantelli di ghiaccio d'una grande ampiezza, i quali, dopo aver coperto una regione estesissima di quelle terre desolate, arrivano a mare con una coda terminale più o meno ampia. Le montagne ne sono quasi completamente ricoperte, e solo pochi spuntoni di roccie riescono qualche volta a liberarsene. Si presen-

tano quindi balze di ghiaccio in mare, che si rompono in grossi frammenti, i quali vengono poi trasportati in balia delle onde e per opera delle correnti oceaniche.

Se le dimensioni dei ghiacciai polari sono veramente eccessive in confronto dei giganti delle nostre catene, conviene dir subito però, che come agenti geologici essi non hanno l'importanza dei nostri ghiacciai alpini e di quelli delle regioni equatoriali, inquantochè, essendo minore il quantitativo di roccie esposte agli agenti atmosferici, minore ne è il lavorìo di demolizione. Ma i ghiacciai polari sono geologicamente anche meno potenti sotto il punto di vista del minimo trasporto a distanza della quota di materiali detritici, in confronto di quella che i nostri ghiacciai continuamente carreggiano in basso. Abbiamo parlato del movimento di discesa e di ritiro dei ghiacciai; una conseguenza di questo movimento è il trasporto in basso e talora a grande distanza di tutti quei materiali, che rovinano, e che si posano sul dorso dei ghiacciai; si formano allora dei cordoni, che con vocabolo ormai ordinario sono chiamati *cordoni morenici*, o semplicemente *morene*. Di questi non ci siamo ancora in modo speciale occupati, ce ne occuperemo invece nella parte dinamica, perchè quanto riguarda l'azione demolitrice e costruttrice dei ghiacciai è còmpito della geologia dinamica. Intanto osserviamo, che i nostri ghiacciai alpini portano in basso una quantità di frantumi di roccie rappresentante il quantitativo di demolizione, che avviene giorno per giorno, ora per ora, nelle regioni percorse dal ghiacciaio e sovrastanti. Se percorriamo le nostre valli glaciali camminiamo per ore ed ore attraverso a dedali di materiali caotici, di materiali detritici, portati quivi appunto dai ghiacciai. I nostri ghiacciai alpini costruiscono continuamente delle grandi morene, che si sviluppano per chilometri e chilometri in lunghezza, per centinaia di metri in larghezza, per diecine e diecine di metri di potenza, morene, che in altri tempi ebbero sviluppo anche più formidabile. Or bene, nei ghiacciai polari non abbiamo questo lavoro così imponente, perchè in gran parte le roccie si trovano protette contro l'azione degli agenti atmosferici, e non somministrano il materiale per quel trasporto.

Egli è perciò, che gli studî delle morene sottomarine, che vedemmo potersi iniziare in Groenlandia e Scandinavia, hanno messo in evidenza l'esiguità di esse in confronto di quelle che sono in perfetta attività di formazione nelle nostre regioni.

Quando noi abbiamo delle valli che si riempiono di correnti di ghiaccio di diecine di chilometri di lunghezza, i quali si allargano per due, tre, quattro, ed anche più chilometri, avendo una potenza di 100, 200 ed anche più metri; se ci divertiamo a fare la cubatura d'una di queste correnti di ghiaccio, e se pensiamo, che esse sono in numero di molte e molte migliaia, ci renderemo facilmente conto del come il ghiacciaio sia una vera formazione geologica nel senso, che l'acqua allo stato di ghiaccio costituisce ammassi tanto imponenti e fors'anche maggiori di certi altri materiali d'altra natura. Tanto più poi possiamo dare allora quell'appellativo all'acqua in generale, e all'acqua allo stato di ghiaccio in ispecie, inquantochè essa funziona da agente poderoso, e la sua presenza può indurre cambiamenti di non lieve importanza alla superficie della terra e tali, quali possono essere presentati da qualunque agente geologico. Adunque i grandi ammassi di ghiaccio sono una vera formazione geologica in quanto si presentano come imponente e potentissimo agente geologico. Il ghiaccio, formazione e agente geologici, è suscettivo di varianti meno forti e meno rapide di quelle, che può subire l'acqua allo stato liquido, ma esse determinano gravi conseguenze nella storia geologica della nostra terra, come vedremo appunto nella geologia storica. In altre parole, non possiamo considerare i ghiacciai come ammassi, che là ove si trovano rimangano sempre, e si presentino sempre in determinate condizioni invariabili, bensì dobbiamo tener conto del grandissimo numero di cause, che possono determinare delle varianti, delle oscillazioni, nel modo di presentarsi di essi, quali quelle dell'alimentazione e dell'ablazione, di cui abbiamo già parlato sufficientemente, e che tendono a mantenere, ad accrescere, o a far diminuire, o scomparire un ghiacciaio. Queste cause di alimentazione e di ablazione si esercitano di continuo, ma non

in modo da poter dare un risultato costante, una specie di stazionarietà nel ghiacciaio; e noi vedemmo, che non era costante l'energia nè dell'una, nè dell'altra. Abbiamo poi una seconda serie di fatti, che sono peculiari per le speciali regioni, e che oltre ai fatti generali essi tendono pure a indurre varianti nelle quote di alimentazione e di ablazione di un ghiacciaio. Ne consegue, come già notammo, che i ghiacciai saranno soggetti ad oscillazioni continue, ad aumenti e diminuzioni perenni di ampiezza.

Tali oscillazioni sono di diversa natura. Possono aversi oscillazioni di non grande ampiezza, che hanno potuto essere constatate dall'uomo *de visu*, dacchè questi si è messo ad esaminare e studiare i ghiacciai, e queste possiamo chiamare *oscillazioni storiche*. Ma hanvi pure oscillazioni più grandi, per opera delle quali certe regioni della terra possono in due epoche diverse aver presentato diverso aspetto, e queste possiamo chiamare *oscillazioni geologiche*, perchè hanno richiesto un'azione durata per molto tempo; tale si può dire quella, che ha fatto uscire i ghiacciai delle nostre Alpi dalle loro valli originarie, e alla quale si deve la formazione dei bacini morenici di Rivoli, d'Ivrea e di tutti quelli che s'incontrano proseguendo fino all'Adriatico. Evidentemente la causa diretta determinante lo avanzamento od il ritiro dei ghiacciai è sempre la stessa, cioè un disequilibrio più o meno sentito nell'un senso o nell'altro fra le due azioni antagoniste di alimentazione e di ablazione. Ma possiamo noi ammettere, che le cause di tale disequilibrio siano le medesime per le grandi oscillazioni avvenute in epoche geologiche passate e per le piccole varianti delle epoche attuali? Il lavoro di alimentazione e quello di ablazione nei tempi geologici e la notevole differenza verificatasi fra l'uno e l'altro hanno dipeso soltanto da quelle varianti nella produzione e precipitazione dei vapori e da quelle varianti di temperature invernali ed estive, per cui si hanno le oscillazioni attuali, oppure si deve cercarne la causa in altro ordine di fenomeni?

L'opinione di alcuni geologi sarebbe appunto quella, per cui in tempi antichi sulla terra nostra, in grazia di condizioni

astronomico-telluriche speciali, fosse possibile un forte aumento ed una forte diminuzione nello sviluppo dei ghiacciai. Oggidì succede, che abbiamo dei periodi di 2, 3, 4 anni, in cui si ha una caduta di neve poco abbondante, perchè probabilmente sono scarsi i vapori atmosferici prodotti o che non trovinsi in condizioni favorevoli per la loro precipitazione in neve; abbiamo altri anni al contrario, in cui la neve cade in copia maggiore. Si ha poi un'altra considerazione, e cioè che durante l'estate possiamo avere un clima generalmente umido e non molto caldo, ed allora evidentemente siamo nel caso, in cui il lavoro di ablazione si trova ad essere molto al disotto di quello di alimentazione invernale per rispetto agli anni precedenti. Ora si è verificato, e si verifica tuttora, come si abbiano dei periodi, in cui la caduta di neve è molto abbondante, e nel tempo stesso si ha un'estate poco calda; durante questi periodi è naturale che i ghiacciai si debbano allungare, e si avrà per ciò in questo caso un avanzamento; succedono poi periodi, in cui si fa in minor copia l'alimentazione, mentre contemporaneamente si hanno estati piuttosto calde; ed allora succederà un periodo di ritiro dei ghiacciai, un indietreggiamento. Queste varianti sono all'ordine del giorno, e si verificano ancora oggidì come pel passato, e come si verificarono nei tempi preistorici. Ma l'osservazione che noi vogliamo fare sta in ciò, che se quei fatti ci possono spiegare in un ghiacciaio l'aumento di pochi chilometri, oppure una diminuzione della stessa importanza, non sono sufficienti a renderci conto delle oscillazioni geologiche, le quali si compivano nell'ampiezza di diecine e diecine di chilometri, quale ad esempio fu quella avvenuta nella valle d'Aosta, per cui il ghiacciaio si avanzò fin presso Torino, cioè per una lunghezza da 120 a 130 chilometri. Bisognerà quindi ricorrere ad altri fatti, che possano determinare più forti cambiamenti.

Un inglese, il Croll, fece osservare, che le varianti dell'orbita terrestre potrebbero avere influenza anche grande per certe determinate regioni della terra, cagionando abbassamenti o innalzamenti di temperatura, i quali, ancorchè piccoli, ove si vadano ripetendo ed accumulando, potrebbero in un periodo di tempo

sufficientemente lungo determinare varianti di climi, e quindi anche di sviluppo dei ghiacciai.

La questione però, come si vede, non è risolta, e noi certo non la risolveremo, ma non possiamo fare a meno però di ammettere, che la causa delle oscillazioni nei ghiacciai è pur sempre la stessa. Se l'alimentazione del ghiacciaio predomina sull'ablazione, ne viene di conseguenza un avanzamento del ghiacciaio stesso; se l'ablazione invece la vince sull'alimentazione, ne consegue un periodo di ritiro.

Ma la domanda a cui non risponderemo ancora, è la seguente: dato che quel disequilibrio sia stato e sia sempre la causa dei fenomeni di avanzamento e di ritiro dei ghiacciai, furono sempre e saranno gli stessi i fatti, che hanno prodotto, e che produrranno tale disequilibrio? Le varianti di alimentazione e di ablazione dei ghiacciai furono sempre cagionate dai soli fatti, che si verificano ancora oggidì, oppure dobbiamo cercarne la causa non solo nei fenomeni tellurici, ma anche in altri astronomici od astronomico-tellurici?

È fuori dubbio però, che le oscillazioni dei ghiacciai si verificano per modo, che un ghiacciaio è soggetto a continue varianti anche in periodi di tempo non lunghi. Credevasi altra volta che i ghiacciai fossero soggetti a determinati periodi di avanzamento, a cui dovessero inevitabilmente succedere determinati periodi di ritiro; anzi si diceva, che durante 7 anni un ghiacciaio si allungava, e nei 7 anni successivi s'accorciava. Questa opinione non regge allo esame scientifico. Diffatti, ammesso pure per diversi ghiacciai vicini identiche le influenze delle condizioni atmosferiche varianti, tante sono le circostanze secondarie, che influiscono per ciascuno di essi, che non si verificherà mai per tutti in egual grado il fenomeno di aumento o di diminuzione; d'altra parte questi periodi settennali dovrebbero corrispondere ad una regola fissa e costante nelle variazioni atmosferiche, regola che nulla ci autorizza ad ammettere.

Le circostanze secondarie influenzanti nella relativa *sensibilità* di ghiacciai vicini sono: l'ampiezza del circo raccoglitore, la profondità della valle, la presenza o meno di foreste, l'orien-

tazione, la quota di detriti inquinanti il ghiacciaio, la diversa potenza irradiante delle roccie e tante altre, che non si potrebbero accennare e valutare in un corso generale come il nostro, ma sibbene in un esame particolare delle cause di avanzamento o di ritiro di ghiacciai di una determinata valle, o di un determinato gruppo.

Non possiamo quindi ammettere i periodi settennali di aumento o di diminuzione dei ghiacciai. Dobbiamo invece dire col Forel, che l'aumento o la diminuzione in lunghezza del ghiacciaio ci rappresenta l'aumento o la diminuzione dell'alimentazione in confronto dell'ablazione, aumento o diminuzione avvenuti però non in epoca immediatamente precedente, ma piuttosto 20 o 30 anni addietro, pel fatto indubitabile, che il ghiacciaio serbatoio funziona rispetto a quello di scolo precisamente come un lago, come un bacino lacustre rispetto al proprio emissario. Diffatti, prima che la neve caduta e accumulatasi nel circo siasi trasformata nel ghiaccio del ghiacciaio serbatoio, e quindi abbia potuto produrre un avanzamento nella coda terminale del ghiacciaio, occorre certo un numero di anni maggiore o minore secondo i casi, ma certo sempre considerevole. Questo numero pei grandi ghiacciai alpini varierebbe tra i 20 ed i 30 anni. Permodochè il periodo attuale di ritiro dei ghiacciai dovrà corrispondere probabilmente ad un periodo di scarsa alimentazione avvenuta 20 o 30 anni addietro, come quello, che seguirà di avanzamento, corrisponderà molto probabilmente ad un periodo di forte alimentazione verificatasi dai 20 o 30 anni prima.

CAPITOLO IV.

Meteorologia.

Al disopra delle terre emerse e delle superficie oceaniche si stende uno strato di materia gazosa, che ricevette il nome di *atmosfera*, in cui si compiono fenomeni di grande importanza

non solo per la vita organica, ma ancora, in base alla composizione speciale di questa massa atmosferica, per la demolizione delle roccie.

La composizione dell'atmosfera è ben conosciuta; havvi una miscela di due sostanze gazose: ossigeno e azoto, che formano la parte essenziale dell'atmosfera; ma a queste si aggiunge il vapore acqueo di varia provenienza. Questo vapore acqueo ha non poca importanza. La sua quota nell'atmosfera è molto varia nel senso della latitudine, della altitudine e per altre circostanze svariate. Esiste poi nell'atmosfera anche l'acido carbonico, rappresentato per poche diecimillesime parti. La sua presenza è di grande importanza per l'azione sua sugli organismi e sulle roccie, le quali vengono perciò profondamente modificate nella loro chimica natura e nel loro aspetto fisico.

L'acido carbonico è indispensabile per gli organismi vegetali; anzi sotto questo aspetto abbiamo uno dei più belli esempî di azione compensatrice tra organismi animali e vegetali, costituendo le vere e più cospicue sorgenti dell'acido carbonico appunto gli organismi animali. Inoltre non vi ha fiamma che illumini o riscaldi, o fermentazione, senza che si produca acido carbonico indipendentemente dalle sorgenti inorganiche.

L'azione chimica dell'atmosfera sulle roccie è importante come abbiamo detto; ma questo è argomento di geologia dinamica, e perciò non cade ora nel nostro còmpito attuale.

Si adopera l'appellativo di *oceano atmosferico*, inquantochè in esso si verificano movimenti regolari ed irregolari, costanti e periodici come nell'oceano acqueo ed in forza delle istesse cause.

Riguardo all'altezza di questa massa atmosferica siamo ben lungi dal poterla rappresentare con una cifra esatta. I diversi scienziati, che se ne sono occupati, sono ben lungi dall'essere d'accordo. Dobbiamo noi ammettere con sicurezza, che l'atmosfera abbia un limite, e che uscendo dall'atmosfera si entri in uno spazio, dove si verifichi il vuoto assoluto? Ovvero, non è egli probabile, che questo strato vada gradatamente rarefacendosi, avvicinandosi alla condizione di quell'etere, che dovrebbe occupare gli spazî interplanetarî?

Noi non abbiamo bisogno di conoscere l'altezza della massa atmosferica, bensì di conoscere la sua pressione, cioè il peso di una colonna d'aria gravitante sopra una determinata superficie. Nei trattati di fisica si stabilisce il modo di misurare la pressione dell'aria; si calcola il peso di una colonna d'aria alta come è alta l'atmosfera e di determinata base. Noi non ci occuperemo di questo; terremo bensì conto della diminuzione, che si verifica nella sua pressione, di mano in mano che si va in alto. La pressione di una colonna d'aria risulta eguale al peso di una colonna di mercurio di egual base ed alta 76 cm. al livello del mare. Di mano in mano che ci portiamo in alto, questa pressione deve diminuire, perchè di mano in mano che saliamo, dobbiamo dedurre dal peso di tutta la colonna atmosferica quello della parte che abbiamo superata. Ne consegue, che salendo nell'atmosfera la colonna di mercurio, mettendosi sempre in equilibrio colla colonna d'aria sovrastante, deve abbassarsi.

Questa parte della meteorologia prese il nome di *barometria;* e *barometri* appellansi gli strumenti, che servono a determinare la pressione atmosferica in diversi luoghi e tempi.

L'uomo ha potuto raggiungere grandi altezze per mezzo di ascensioni in palloni areostatici; ma desse non superano che di poco i 10.000 metri; perciò non possiamo contare sopra una norma conosciuta e fissa per il diminuire della pressione a seconda delle altezze ottenute da osservazioni dirette.

I calcoli fatti darebbero i seguenti risultati: a 3320 metri di altezza si sarebbe superato un terzo della massa atmosferica, vale a dire, che noi in quel punto avremmo sotto di noi una massa d'aria tanto potente da corrispondere ad un terzo di quella dell'atmosfera tutta; a 6000 metri la massa viene ridotta a metà; ed infine, secondo i calcoli, a 32.000 metri di elevazione sul mare si avrebbero al disotto i 29/30 della intera massa atmosferica.

Queste differenze, che non corrispondono aritmeticamente alle differenze in altitudine, dimostrano, che di mano in mano che saliamo nelle alte regioni atmosferiche, diminuisce bensì il peso

della colonna atmosferica sovraincombente, ma la diminuzione della pressione atmosferica in quota determinata non corrisponde ad una determinata e costante quota di elevazione in metri; che cioè, di mano in mano che ci innalziamo sul livello marino, per avere eguale diminuzione di pressione, dobbiamo portarci ad un sempre crescente numero di metri più in alto; che è quanto dire: il peso di un determinato e costante volume d'aria va facendosi sempre minore allontanandoci verticalmente dal livello del mare. Infatti, per ognuno degli strati, in cui noi possiamo immaginare divisa questa massa atmosferica, la densità diviene sempre minore.

La misura della pressione atmosferica ha una grande importanza per l'influenza ch'essa esercita sugli organismi, specialmente nelle alte regioni. Molti dei nostri uditori avranno sentito parlare del così detto *male di montagna*. È un malessere, che può provenire da circostanze diverse. Ad esso può essere sensibile un organismo più che un altro; e potrebbe anche portare delle conseguenze abbastanza serie. Abbiamo però una causa generale, che può essere modificata da circostanze secondarie; essa risiede nel fatto della rarefazione atmosferica. Di mano in mano che si va in alto, si rende più difficile la respirazione; e tutte le volte che l'organismo umano, e l'organismo animale in genere, si trova a ricevere meno di quella quota di ossigeno, di cui abbisogna, passa di necessità allo stato morboso. Al livello del mare, possiamo dire, le cose succedono normalmente; i polmoni sotto la pressione dell'aria, che viene inspirata, si dilatano fino ad avere quella capacità interna corrispondente al volume di aria necessario per l'ossigeno occorrente alle funzioni dell'organismo. Col salire in alto le pareti dei polmoni non si possono più distendere così facilmente, e quindi per la diminuita pressione atmosferica si rende più difficile l'accesso dell'aria in essi nella quota voluta per la perfetta ossidazione del sangue. Di più la massa d'aria che viene ad essere introitata è di per sè minore, perchè più rarefatta; perciò la quota di aria in peso, che viene ad essere introdotta nei polmoni a crescente altezza sul mare, viene a diminuire; in altri termini si avrebbe il fatto di una asfissia intima.

Vi sono degli organismi, che possono resistere di più, e di quelli, che resistono di meno alle conseguenze di questa rarefazione dell'aria. In generale i movimenti di inspirazione si fanno naturalmente più rapidi appunto per compensare con un maggior numero di inspirazioni la deficienza di aria atmosferica. La circolazione sanguigna si può accelerare, ma solamente fino ad un determinato limite, oltre il quale evidentemente l'organismo dovrebbe subire le conseguenze della deficienza di ossigeno, ed avverrebbe il fatto della asfissia intima.

Quando si compiono delle grandi ascensioni, generalmente non si dorme, o poco, alla notte; ed ecco che l'organismo si trova per ciò privato del riposo; di più si mangia male, e si è soggetti ad una specie di orgasmo febbrile; insomma tanto il morale che il fisico si trovano in condizioni anormali, per cui possono agevolare il comparire del male di montagna. Tanto ciò è vero, che se l'organismo si potesse portare sul luogo e rimanervi in riposo, forse il male di montagna non comparirebbe, come appunto si verifica per gli areonauti; per cui noi possiamo considerare il male di montagna come dipendente dalla rarefazione dell'aria atmosferica per la deficienza dell'ossigeno, a cui si possono aggiungere come cause secondarie tutte quelle condizioni, a cui si trova esposto l'organismo per le fatiche che deve sopportare.

La pressione atmosferica impedisce o rende più difficile lo svolgimento dei vapori acquei; per cui, diminuendo la pressione atmosferica, ne viene come conseguenza inevitabile, che l'acqua si evapora con maggior facilità; e ne abbiamo una prova nel fatto, che portandoci nelle alte regioni atmosferiche, l'acqua non ha più bisogno di 100° centigradi di calore per entrare in ebollizione. Il Tyndall si è occupato per determinare la temperatura necessaria a far entrare in ebollizione l'acqua a diverse altitudini, ed ha trovato, che per ogni 324 metri di elevazione occorre un grado centigrado di meno per ottenere la ebollizione dell'acqua; e che all'altezza quindi di 4800 metri occorrerebbero 84°,97 per far entrare i ebollizione lo stesso liquido. Però, come noi salendo in alto troviamo degli strati

sempre meno densi, evidentemente dovremo avere un aumento continuo in questa quota corrispondente ad ogni grado di meno per l'ebollizione dell'acqua. Si sono inventati strumenti, gli ipsometri, per misurare le altezze poggiati su questo fatto come base; essi però non possono servire così bene come i barometri, inquantochè bisogna ammettere ben determinata la legge di decrescimento della densità dell'aria nei varî suoi strati per conoscere il punto di ebollizione dell'acqua, e di più ammettere, che l'aria atmosferica sia calma, e che non si verifichino delle cause secondarie capaci di variarne la pressione, le quali cause possono essere di natura varia. In generale il vapore acqueo tende a diminuire la densità dell'atmosfera; quindi un miscuglio di vapore acqueo e di aria atmosferica ha un peso minore, che non un ugual volume di aria atmosferica secca. Non si può sempre tenere esattamente conto di tutte le circostanze nel tempo e nel luogo, che possono determinare una variante nella pressione atmosferica; per cui l'ipsometro non può sempre servire come strumento di precisione.

Per ciò che riguarda la pressione atmosferica al livello del mare, che consideriamo come costante, vi sono dei dati diversi a seconda delle diverse regioni della terra. All'equatore infatti troviamo la media pressione barometrica di 758 mm.; tra il 30° e il 40° di latitudine nord abbiamo una pressione variabile fra 762 mm. e 764 mm., quindi una differenza, che arriva fino a 6 mm.; tra il 40° e il 50° di latitudine boreale si avrebbe una pressione di 760 mm.; e nelle regioni polari una pressione media di 756 mm. La media generale possiamo stabilirla in 761,05 mm. Vediamo di renderci conto di questa differenza tra le varie medie.

Noi dobbiamo constatare, che il massimo di pressione si esercita in corrispondenza dei tropici, ed il minimo in corrispondenza dell' equatore e dei poli. Sull' equatore le masse aeree tendono a portarsi in alto, e questo movimento delle masse aeree concorre evidentemente a diminuirne la pressione alla superficie terrestre. All'equatore abbiamo il massimo accumularsi di vapori portati dai venti alisei, per conseguenza l'at-

mosfera colà sarà molto più carica di vapore acqueo, che non in altre regioni, perciò avremo una diminuzione di pressione per questa quota di vapore; di più è da notare, che le masse atmosferiche equatoriali godono di temperatura più elevata. Ora per tutte queste circostanze, e principalmente per la prima, noi abbiamo una pressione media barometrica minore all'equatore. In corrispondenza dei tropici havvi l'incrociamento di due correnti aeree: l'una, la superiore, procede dai poli verso l'equatore, l'altra, pur superiore, vi giunge in senso contrario. Compiutosi l'incrociamento, le correnti si abbassano, e precipitano alla superficie della terra; e con ciò spieghiamo l'aumento della pressione media. Se infine ci portiamo verso il polo troviamo colà una regione atmosferica molto fredda. Questo fatto naturalmente tenderebbe ad aumentare il peso, come egualmente ne conseguirebbe dalla povertà di vapori. Ma contro queste due cause di aumento di pressione vi ha il fatto del costituirsi di un movimento ascenzionale dell'aria, il quale dà ragione del verificarsi di una diminuzione nella media pressione.

Secondo diverse osservazioni l'atmosfera dell'emisfero boreale gode di una pressione più forte, che non l'atmosfera dell'emisfero australe; e pare, secondo Herschell, che nell'atmosfera boreale la pressione sia maggiore, perchè lo spessore atmosferico è anche maggiore. Diffatti, nell'emisfero australe abbiamo un'immensa distesa di oceani, per cui le masse atmosferiche possono correre liberamente, senza trovare quasi nessun intoppo nel loro percorso; nell'emisfero boreale invece sonvi dei rilievi terrestri, che possono presentare un ostacolo assai grande al tragitto delle correnti aeree, le quali, essendo perciò obbligate a salire, costituiscono quasi delle onde atmosferiche, che aumentano lo spessore dell'atmosfera stessa boreale, donde il derivare di una maggiore pressione.

Il barometro è uno strumento che serve per misurare le pressioni atmosferiche, ed in conseguenza riesce anche atto per la misura delle altezze sul mare. Nello studio della superficie della terra occorre molte volte di determinare con esattezza l'elevazione

sulla superficie marina. Più adoperato è il barometro a mercurio. Abbiamo constatato, che la colonna del barometro si innalza col crescere, e si abbassa col diminuire della pressione atmosferica; ne viene da ciò, che portandoci in alto vedremo discendere la colonna di mercurio in modo da mantenersi sempre equilibrata al peso della colonna d'aria sovrastante di eguale base. La cosa sarebbe molto facile, se potessimo conoscere con esattezza quanti metri di elevazione corrispondono alla diminuzione di una certa quantità fissa nella colonna barometrica, cioè se sapessimo il rapporto fra il numero dei metri di elevazione nell'atmosfera e l'abbassamento di un millimetro della colonna di mercurio. Ma ad ogni diminuzione di un millimetro di questa colonna corrisponde un numero sempre crescente in metri di elevazione di mano in mano che si sale, in vista della continua diminuzione della densità dell'aria. La cosa sarebbe ancora semplice, se si potesse in modo sicuro e costante determinare il così detto valore millimetrico alle varie altezze. Ma noi dobbiamo tener conto in questa misura di circostanze secondarie, che influiscono nella determinazione della pressione atmosferica. Abbiamo anzitutto la temperatura, la quale diminuisce la pressione atmosferica, rendendo l'aria meno densa; in secondo luogo la temperatura più elevata genera maggior copia di vapori, ed avremo per ciò ancora diminuita la pressione; l'aumento di temperatura dilata ancora il mercurio ed i materiali di cui è costrutto il barometro; epperò la necessità di tener conto non solo della temperatura dell'aria, ma anche di quella dello strumento, inquantochè sappiamo, che le varianti di temperatura influiscono nell'aumento del volume del mercurio. Havvi ancora un'altra correzione a farsi, ed è quella dovuta alla capillarità, per cui la colonna di mercurio non è mai alta come dovrebbe essere realmente. Determinata una volta questa correzione, essa rimane quasi costante; ma le altre correzioni debbono essere fatte volta per volta. Ed in ogni caso le misure delle altezze col barometro sono misure relative alle condizioni di igrometricità e di temperatura nelle due stazioni di confronto e di determinazione. Perciò bisogna fare diverse osservazioni, mantenendo sempre le

stesse condizioni di temperatura e di igrometricità tanto nella stazione inferiore, che nella superiore.

La pressione vària secondo le latitudini e le altitudini; ma tali varianti possono avvenire nello stesso luogo pel fatto della variazione di temperatura o dell'igrometricità atmosferica. Ora siccome queste quote dipendono dalla posizione del sole rispetto alla terra, cioè dalle stagioni, così avviene, che la pressione barometrica presenterà delle varianti regolari a seconda delle stagioni. Durante l'estate noi abbiamo temperatura più elevata, per cui deriva una meno forte pressione; d'inverno, per ragioni contrarie, abbiamo un aumento nella pressione atmosferica. Queste varianti nelle diverse stagioni diminuiscono di ampiezza dai poli andando verso l'equatore. Per l'istesso fatto avvengono varianti regolari nello spazio delle 24 ore, perchè anche in questo caso abbiamo aumento e diminuzione di temperatura. Così è stabilito, che la colonna di mercurio si porta a due massimi e a due minimi di elevazione durante le 24 ore; i due massimi corrispondono generalmente alle 10 ant. ed alle 10 pom., i due minimi corrispondono alle 4 della mattina ed alle 4 di sera. Oltre a queste varianti regolari dipendenti dalla posizione del sole, havvi ancora una serie di varianti irregolari dipendenti dalle convulsioni atmosferiche in genere, quali le tempeste, ecc. E come questi cambiamenti sono sempre preceduti da una diminuzione di pressione atmosferica, è per questo, che il barometro può pronosticare fino ad un certo punto i cambiamenti di tempo.

L'oceano atmosferico, per la sua natura fisica, riesce molto più sensibile alle varianti di densità derivanti dalle varianti di calore proveniente direttamente dal sole o per irradiazione dalla superficie della terra. In forza di questa grande sensibilità ne deriva, che qualunque movimento nelle masse aeree, dipendentemente da disequilibrio di densità, deve verificarsi molto più rapidamente e fortemente nell'atmosfera, che non avvenga, come vedemmo, per la istessa causa nella massa oceanica. Il calorico, che determina i movimenti dell'oceano,

mette in movimento tutta la massa d'aria, che sovraincombe alla superficie terrestre, e l'aria atmosferica in movimento distribuisce il calorico nelle varie regioni terrestri. Noi ricordiamo come l'azione calorifica del sole si fa sentire molto più potente nelle regioni intertropicali, per ciò che la zona terrestre intertropicale è quella appunto, sulla quale si mantiene costantemente il sole nel suo apparente spostamento annuale.

Pel fatto del forte riscaldamento relativo dell'oceano atmosferico intertropicale avviene una dilatazione ragguardevole della massa aerea, per cui questa, resa meno densa, più leggiera, tende, per così dire, a galleggiare. Tali masse atmosferiche in conseguenza si portano in alto, ed ecco iniziarsi per ciò tutto il movimento dell'oceano atmosferico. Per sostituire questa massa di aria, che si è elevata, occorrono dei movimenti di richiamo laterali, che si verificano appunto dal polo verso l'equatore; ma questi movimenti a lor volta esigono altri movimenti a compensazione, ed ecco l'intiera massa atmosferica in generale spostamento.

La massa atmosferica, che si è portata in alto all'equatore, si dirige poscia verso i poli, e trasporta nelle regioni polari una quantità di quell'eccesso di calorico, di cui, astronomicamente parlando, le regioni equatoriali godono in confronto delle polari. Ne consegue da ciò, che le regioni polari godono di una quota di calorico, che è stata tolta da quello proprio delle regioni equatoriali; ma come, per contro, altre masse atmosferiche scendono dai poli verso l'equatore, così sulle regioni tropicali si accentuerà un'azione refrigerante. Abbiamo quindi la distribuzione conveniente del calorico nelle varie regioni terrestri. Contemporaneamente poi havvi anche l'equa distribuzione del vapore acqueo, inquantochè questo, producendosi in copia maggiore all'equatore, di là viene ad essere trasportato dalle correnti atmosferiche verso i poli.

Da tutto ciò emerge, che la stessa causa determinante principalmente i movimenti delle masse oceaniche, è quella che determina pure il movimento delle masse atmosferiche. Tutte le volte, che succede un disequilibrio di densità nella massa

atmosferica, havvi movimento a ricerca di equilibrio della densità, il quale, perdurando l'azione della causa di variazione, non è mai raggiunto; quindi moto perenne, il cui risultato finale è la distribuzione conveniente di calore e di umidità. Qui non interviene azione alcuna secondaria, come avviene per l'oceano; qui, al contrario, la causa è unica, ed è l'azione prodotta dal calorico.

A vero dire possiamo ammettere, che localmente certi fatti possono determinare un disequilibrio di densità, origine di moti irregolari atmosferici, ma per la generale circolazione dell'oceano aereo la causa determinante è il sole. Ciò ci conduce alla divisione dei movimenti atmosferici in regolari generali, ed irregolari circoscritti nei luoghi e nella durata. I movimenti irregolari sono quelli, che noi chiamiamo burrasche o tempeste, ed in genere sono imprevedibili; ciononostante, se si tiene conto delle osservazioni raccolte, vi deve esistere una certa legge a questo riguardo; e si arriverà forse un giorno a stabilire con sicurezza siffatta legge delle tempeste, e nello stesso tempo a conoscere il nesso, che rilega questi fenomeni irregolari colla regolarità dei movimenti generali atmosferici. La regolarità di questi si presenta sotto due forme: o collo spirare costante e perenne dei venti ed in una determinata direzione, oppure collo spirare dei venti in una determinata direzione, ma non più perennemente, bensì in periodi distinti e stabiliti. Nel primo caso siamo sempre sotto l'influsso di quei venti; nel secondo non ne subiamo sempre l'influsso, ma sappiamo però quali sono le epoche e le direzioni in cui spireranno. Siffatti venti, in genere, che possiamo chiamare i primi *regolari costanti*, ed i secondi *regolari periodici*, evidentemente devono dipendere da una causa extra-terrestre, vale a dire dall'azione del sole diversa sulle diverse zone della terra.

Lo studio dei venti è di grandissima importanza per la navigazione. È stato còmpito di scienziati, e specialmente di coloro, che dovevano dirigere viaggi a scopo specialmente di commercio, il raccogliere tutti i dati, che dovevano condurre alla determinazione della direzione dei venti. E se oggi siamo nel

caso di poter svolgere la così detta teorica di Maury, si è perchè il Maury ha potuto avere nelle sue mani un materiale immenso, raccolto dai capitani di mare e da altri viaggiatori.

Per spiegare il principio della grande circolazione atmosferica lo Stoppani immagina di aversi una stanza, nella quale stia una sorgente calorifica; essa è messa in comunicazione con altre laterali non riscaldate. L'aria riscaldata da una stufa nella prima stanza si dilata, e sale in alto, dove si scinde in due correnti diverse, che passano, come correnti superiori, nei due ambienti freddi laterali. Se continuamente esce dell'aria, di continuo bisogna che altr'aria entri nell'ambiente caldo per ricambio di quella uscitane; e diffatti, l'afflusso dell'aria avviene mediante due correnti inferiori dagli ambienti freddi laterali verso quello riscaldato mediano. Tutte queste correnti possono essere segnalate dal piegarsi della fiamma di una candela in un senso o nell'altro, mantenuta in alto o in basso in vicinanza delle aperture di comunicazione degli ambienti. Abbiamo dunque una corrente di uscita dall'ambiente caldo all'ambiente freddo, ed un'altra di entrata dall'ambiente freddo all'ambiente caldo.

Ora la stufa rappresenterebbe l'equatore, e gli ambienti freddi le regioni polari. Sull'equatore noi abbiamo evidentemente un accentramento di potenza calorifica maggiore, che non in tutte le altre regioni; per cui la massa atmosferica, così riscaldata, si fa meno densa, e si porta in alto. Ma allora bisogna che essa sia compensata da altr'aria, che venga dalle regioni laterali; e diffatti le correnti, che vengono dal polo, sarebbero le correnti fredde di compensazione. D'altra parte poi, se le correnti fredde portano dell'aria all'equatore, bisogna, che nelle regioni sopraequatoriali si costituiscano contro-correnti di compensazione dirette dall'equatore ai poli.

In dipendenza dunque di questo sistema di compensazione abbiamo un ricambiarsi perenne di aria dai poli all'equatore, e dall'equatore ai poli; e la conseguenza di ciò sarebbe, che tutta la superficie di un emisfero terrestre sarebbe perennemente influenzata soltanto da una corrente aerea, che partirebbe dal polo e diretta all'equatore, giacchè la corrente contraria non potrebbe eser-

citare influenza alcuna sulla superficie terrestre, perchè essa compie il suo tragitto negli strati superiori dell'atmosfera. Ciò però non risponde alla realtà dei fatti, imperocchè si verifica, che ogni emisfero rimane diviso in due regioni ben distinte: in una abbiamo lo spirare dei venti dal polo all'equatore, e nell'altro lo spirare dei venti in senso contrario. Poi, se la cosa fosse realmente così semplice, come abbiamo accennato in prima, ne verrebbe sull'equatore un moto ascensionale aereo con una diminuzione nella media pressione barometrica al livello del mare, ed un conseguente moto discensionale ai poli con un aumento della stessa media pressione atmosferica. Ora ciò è in contraddizione col fatto di una reale diminuita pressione media ai poli, in corrispondenza dei quali si verifica invece un movimento ascensionale dell'atmosfera. Ciò vuol dire, che le correnti e contro-correnti s'incrociano in corrispondenza presso a poco del 30° di latitudine, ed in conseguenza la superficie di ogni emisfero viene divisa in due zone corrispondenti a correnti spiranti in senso inverso.

Il vento che proviene dai poli, arrivato in corrispondenza dell'equatore, si porta in alto, costituendosi in corrente ascensionale; esso si ripiega alla volta del polo, verso cui corre, e non rimane superiore, che fin verso il 30° di latitudine. Da questo punto la corrente rasenta la superficie terrestre, segue il suo tragitto, ed arriva al polo, dove sale in alto, corre verso l'equatore come corrente superiore fino al 30° parallelo, dal quale, facendosi poscia inferiore, raggiunge l'equatore. Sull'equatore, essendo minima l'azione di correnti orizzontali, abbiamo la così detta *zona delle calme equatoriali.* Poi, portandoci verso il polo Artico, troviamo una regione, in cui spirano costantemente e regolarmente dei venti polari-equatoriali, che sono stati chiamati venti *alisei*, e che spirano da nord-est a sud-ovest. Poscia havvi una regione di calme relative in corrispondenza dell'incrociamento delle correnti presso a poco al 30° di latitudine, cioè la *zona delle calme tropicali.* Ad essa zona corrisponde una regione di pioggie per il fatto dell'incontro di una corrente calda ed umida equatoriale con un'altra

fredda polare, per cui avviene una conseguente condensazione dei vapori. Più al nord havvi la zona dei venti *contro-aliseali* inferiori, o di sud-ovest, o equatoriali-polari; ed infine la *zona delle calme polari*, corrispondente ad un nuovo moto ascensionale delle masse aeree.

Ogni emisfero va dunque diviso in cinque zone, essendo la zona delle calme equatoriali comune ai due emisferi. Cominciando dal nord avremo: 1° la zona delle calme polari artiche; 2° la zona dei contro-alisei di sud-ovest; 3° la zona delle calme tropicali del Cancro; 4° la zona degli alisei inferiori di nord-est; 5° la zona delle calme equatoriali; 6° la zona degli alisei inferiori di sud-est; 7° la zona delle calme tropicali del Capricorno; 8° la zona dei contro-alisei inferiori di nord-ovest; 9° la zona delle calme polari antartiche.

La direzione obliqua in regola generale di 45° sui meridiani delle correnti aliseali e contro-aliseali è dovuta al fatto della decrescente velocità di rotazione terrestre dall'equatore verso i poli, come già si ebbe occasione di constatare per la direzione delle correnti oceaniche, con questo però in aggiunta, che pei movimenti atmosferici la regolarità è maggiore, essendo minore per essi il complesso delle cause perturbatrici della loro direzione.

Abbiamo quindi per l'emisfero boreale i venti aliseali inferiori di nord-est, sensibili alla superficie terrestre, e i venti aliseali superiori di nord-est, non sensibili; poi i venti contro-aliseali inferiori di sud-ovest, sensibili, ed i contro-aliseali superiori di sud-ovest, non sensibili. Per l'emisfero australe abbiamo i venti contro-aliseali inferiori di nord-ovest, sensibili, e i contro-aliseali superiori di nord-ovest, non sensibili; venti aliseali inferiori di sud-est, sensibili, e venti aliseali superiori di sud-est, non sensibili. Lo spirare dei venti aliseali verso l'equatore fa sì, che le due correnti, andando l'una in direzione sud-ovest, e l'altra in direzione nord-ovest, vengono ad incontrarsi sotto un angolo retto; rimane però sempre una certa quota di questo movimento iniziale, la quale si trasforma in un vento da est ad ovest, che spira con intensità nel rapporto di 1[8 rispetto a quella dei

venti aliseali. In conseguenza di ciò si determina sull'equatore un accumulo di vapori provenienti dai due emisferi, che costituiscono quella caratteristica di una grandissima umidità delle regioni equatoriali.

Fin qui abbiamo esposto i fatti come si verificano all'epoca degli equinozî, notando però che la zona delle calme equatoriali si troverebbe portata più verso il nord, che non verso il sud, dipendendo questo fatto dalla quota differente di calorico irradiato verso l'atmosfera delle diseguali superficie terrestri ed oceaniche dei due emisferi. Noi sappiamo, che per l'inclinazione dell'orbita terrestre sopra il piano dell'eclittica il sole va da 23° e mezzo circa del sud a 23° e mezzo del nord; ora, se il sole si sposta così apparentemente rispetto alla superficie della terra, evidentemente l'effetto utile del calorico da esso emanato deve mutare col sole in questa sua escursione, cosicchè questo complesso di zone di venti e di calme dovrà seguitare il tragitto del sole, cioè spostarsi dall'emisfero australe al boreale, e viceversa. Insomma dobbiamo constatare che, per l'apparente escursione del sole, tutto il sistema di zone di venti e di calme viene ad essere spostato corrispondentemente alla superficie della terra. Una conseguenza di ciò la troviamo nel fatto, che alcuni paesi godono alternativamente di stagioni di pioggie e di siccità a seconda che si trovano nelle zone di venti od in quelle di calme.

Il sistema della circolazione atmosferica ha per còmpito di non lasciar arrestare una molecola aerea sopra un determinato punto della superficie terrestre; ogni molecola deve quindi toccare tutti i punti della superficie della terra. Questa è una grande necessità, affinchè il calorico venga ad essere distribuito su tutta la superficie della terra. Ma tale rimedio generale non potrebbe avvenire sempre nel modo con cui noi l'abbiamo spiegato, giacchè non si avrebbe altro, che un ricambio continuo d'aria dall'equatore al polo e dal polo all'equatore; per cui ciascun emisfero avrebbe sempre la stessa aria atmosferica. Havvi un fatto, che urta contro questa semplicità di circolazione atmosferica. L'emisfero boreale produce maggior copia di vapori, e

tuttavia minore vi è la copia di pioggie e di neve. Ciò vuol dire, che i vapori prodotti da ciascun emisfero non cadono sotto forma di pioggia o di neve nell'emisfero stesso. Le terre che si trovano nell'emisfero australe ricevono quantità di pioggia più scarsa in confronto di quella che cade sulle terre boreali. In vista di ciò come potrebbero passare le masse atmosferiche dall'emisfero australe al boreale, se non vi fosse un incrociamento delle correnti aeree sull'equatore? Quando l'aliseo viene verso l'equatore non perde totalmente la sua velocità, riesce perciò facilmente ad oltrepassare la linea equatoriale, e si costituisce in corrente ascensionale nell'emisfero opposto. Dunque si ha anzitutto un ricambio di masse aeree tra l'equatore ed il polo, ma per il fatto dell'incrociamento equatoriale si ha pure un ricambio d'aria tra un emisfero e l'altro.

Ora, se il movimento si facesse da nord a sud e viceversa, ogni massa aerea si muoverebbe mantenendosi sullo stesso meridiano; ma compiendosi invece in direzioni oblique, la conseguenza di questa obliquità fa sì, che una molecola d'aria, che parta dall'equatore, deve descrivere una linea spirale per giungere al polo, e deve compiere questa spirale per tornare dal polo all'equatore. Quando questo movimento si compie contemporaneamente, si comprende come il ricambio venga ad essere fatto non solo fra i due emisferi, boreale ed australe, ma anche tra l'orientale e l'occidentale per rispetto ad un meridiano; cosicchè la molecola aerea è obbligata a toccare tutti i punti della superficie terrestre.

Come l'osservazione diretta persuade della realtà dell'incrociamento equatoriale, così le osservazioni meteorologiche eseguite in molti paesi sul limite tra le zone degli alisei e dei controalisei, come pure lo studio delle polveri meteoriche, vengono in sussidio per constatare la realtà degli incrociamenti tropicali nelle correnti aeree.

La teoria della circolazione atmosferica emessa e sviluppata dal Maury ha riscontro con ciò che si osserva alla superficie della terra, per cui quantunque questa teoria abbia trovato molte obbiezioni, pure possiamo considerarla come la più soddisfacente.

Ritorniamo al fatto dello spostamento delle zone di venti e di calme. Abbiamo detto come, spostandosi queste zone, può avvenire, che la corrente aliseale di sud-est per l'emisfero australe, o quella di nord-est per l'emisfero boreale, sia portata a spirare nell'emisfero opposto. Quando il sole si trova nel nostro emisfero corrispondentemente al solstizio della nostra estate, tutte le correnti aliseali sono portate nel nostro emisfero, per cui sono obbligate a valicare la linea equatoriale, ciò che avviene per uno sviluppo di cinque a sei paralleli. È vero che questa corrente discende sull'equatore in direzione da sud-est a nord-ovest, ma quando essa ha attraversato la linea equatoriale, si trova obbligata a seguire una direzione inversa, perchè passa sopra paralleli che rotano con una velocità sempre decrescente. È chiaro quindi che in questo passaggio la massa atmosferica per la sua estrema sensibilità subirà un movimento di deviazione rapida. Però sulla linea equatoriale, cioè precisamente dove avviene siffatta deviazione, trovansi distribuite grandi superficie di mare, e nello stesso tempo grandi superficie di terra. Ora le superficie oceaniche non si comportano egualmente per rispetto al calorico come le superficie terrestri, specialmente se queste sono rappresentate da distese di deserti. In generale le superficie terrestri si riscaldano più rapidamente, ma irradiano anche più rapidamente il calorico ricevuto, mentre per le superficie oceaniche avviene l'opposto. Dunque il riscaldamento di tutta quella zona si farà diversamente rispetto alla terra e al mare, e quindi si determinerà un movimento aereo ascensionale locale sulle terre, prodotto da forte riscaldamento per irradiazione.

Ma non è possibile avere uno spostamento di aria dal basso in alto senza una corrispondente compensazione. Avviene per ciò, che nell'atto apparente del passaggio del sole sul nostro emisfero si producono dei locali eccessivi riscaldamenti, e quindi avvengono dei richiami formidabili di aria dalle regioni laterali, i quali contribuiscono a render più potente il movimento di deviazione degli alisei.

Questo che avviene nel nostro emisfero per l'estate, avviene

per l'inverno nostro nell'emisfero opposto. Epperò si costituiscono in certe stagioni delle deviazioni, che si manifestano come venti regolari periodici, ma non costanti, i quali, essendo prodotti da circostanze dipendenti dalle stagioni, furono anticamente chiamati venti *etesi*, cioè venti che spirano regolarmente e periodicamente secondo le stagioni. È nell'Oceano Indiano, dove più è accentuato lo spirare di siffatti venti, che oggidì si chiamano *monsoni*, vocabolo, di cui l'etimologia non è ancora bene esplicata.

I monsoni sono venti che spirano in una determinata direzione durante sei mesi dell'anno, ed in direzione opposta durante gli altri sei mesi per altre località. Quando i monsoni dell'Oceano Indiano sono venti provenienti dalla deviazione degli alisei di nord-est, che, oltrepassata la linea equatoriale, si convertono in venti prima di nord-ovest e poscia di sud-ovest, sono poveri di umidità, e corrispondono ad una stagione con cielo sereno, inquantochè arrivano dalle regioni centrali dell'Asia. Quando invece il monsone deriva dagli alisei di sud-est, cambiatisi in venti di sud-ovest prima e poi di nord-ovest, allora la precipitazione dei vapori si fa estremamente abbondante, perchè quei venti provengono da regioni oceaniche, e sono venti di tempeste.

I monsoni si possono considerare come venti regolari periodici, di cui la formazione dipende da un fatto generale, cioè da un fatto astronomico, che è appunto la posizione del sole rispetto alla terra nelle diverse stagioni. Quindi la causa prima di questi venti è sempre il sole, a cui però aggiungonsi tutte quelle cause locali, che possono rendere più o meno potente la suaccennata deviazione.

Durante l'estate la media temperatura dell'aria sovraincombente al Mar Mediterraneo è di 25° circa, mentre sul deserto di Sahara si verifica una temperatura media che arriva fino ai 30°, per cui avviene un richiamo di aria dal Mediterraneo verso l'Africa. Si costituisce in allora sul continente Europeo una corrente refrigerante, che corre verso il Sahara, ed è quella appunto che modera la temperatura dell'Italia, specialmente per la sua parte meridionale.

Vi sono poi dei venti regolari periodici, che dipendono da cause tutte locali, cioè venti, che non dipendono dalla posizione del sole rispetto alla terra. Un esempio di ciò l'abbiamo nelle così dette *brezze di terra* e *di mare.*

Havvi infine un'altra categoria di venti, che si riattacca alla causa generale, il sole, venti che sono chiamati propriamente *etesi.*

A parità di quota di calore che una data regione riceve dal sole, abbiamo detto che si riscalda più rapidamente la superficie di terra, che non quella di mare; ora è evidente, che cessando l'azione della sorgente calorifica, la perdita di calore si compirà più rapidamente per parte della terra che non del mare. Esaminiamo le conseguenze di questo fatto. Durante il giorno la terra si scalda più rapidamente del mare, per cui dopo un certo tempo sulla terra avviene un movimento ascensionale d'aria, e quindi un richiamo d'altra aria dal mare verso la terra, il che si verifica con una corrente che spira in tale direzione: essa è detta brezza di mare. Quando il sole invece è tramontato, allora succede una perdita di calore da parte della terra e del mare; ma quando l'aria della terra è già fredda, quella del mare è ancora a temperatura relativamente elevata, quindi si verifica un richiamo di aria dalla terra al mare sotto forma di una corrente, che dicesi brezza di terra.

Questo fatto si verifica anche sui laghi; così sui laghi lombardi vi sono pure siffatti venti regolari periodici, per cui havvi ora lo spirare d'aria dal lago verso terra, ora dalla terra verso il lago. I Lombardi chiamano questi venti *tivano* e *breva.*

Nelle giornate estive, infine, noi possiamo assistere ad un rovesciarsi delle correnti aeree tra le montagne e la pianura, per modo che mentre durante il giorno le correnti sono dirette dal piano al monte, verso sera sono in senso inverso, funzionando relativamente la pianura ricca di vegetazione come superficie acquea, e le nude roccie della montagna come superficie rapidamente riscaldantesi e raffreddantesi.

Venendo ora a dire delle tempeste a movimento rotatorio,

possiamo considerare come tipo di esse la meteora conosciuta sotto il nome di *ciclone.*

Il ciclone è rappresentato da una massa aerea animata da un movimento rapidissimo di rotazione, e che nell'atto stesso viene a trasportarsi secondo una curva, che varia da emisfero ad emisfero. Dalla velocità di tali movimenti si stabilisce la violenza stessa della meteora. La velocità del movimento di rotazione di un ciclone può variare tra i 200 ed i 250 km. all'ora, velocità, che sommata con quella del movimento di traslazione, in media di 90 km., può esercitare un'influenza grandissima sulla navigazione.

Si è osservato, che il movimento della massa aerea di un ciclone è più rapido in alto, che non in basso. Questo fatto, stato stabilito da viaggiatori in palloni volanti, dipende dal minore attrito che subiscono le masse aeree nelle regioni elevate.

Il ciclone, di mano in mano che si allontana dal suo focolare di origine, perde una parte della sua velocità di rotazione, inquantochè si amplia grandemente, e tanto, che se al suo iniziarsi può influenzare una limitata estensione di superficie marina in genere, allontanandosi dalle regioni dell'equatore il movimento ciclonale può influenzare delle aree misuranti perfino 2000 e 2400 km. di diametro.

Il movimento di rotazione dei cicloni si compie diversamente nei due emisferi. Nell'emisfero boreale si verifica nel senso contrario al movimento dell'ago dell'orologio, cioè da sud a nord passando per l'est, nell'emisfero australe invece si compie in senso inverso, cioè da sud a nord passando per l'ovest.

Tanto i cicloni dell'emisfero boreale, come quelli dell'emisfero australe partono dalle regioni equatoriali, e si trasportano verso nord gli uni, verso sud gli altri. Il movimento di traslazione nell'emisfero settentrionale si compie secondo una curva colla convessità rivolta ad ovest; lo stesso succede per l'emisfero meridionale. Ora, se osserviamo il movimento di traslazione di uno dei tanti cicloni, che si sono manifestati specialmente nell'Atlantico, vediamo che la curva da essi seguìta corrisponde press'a poco al tragitto della corrente marina del Golfo.

L'Atlantico sembra essere la vera sede dei cicloni, o tempeste a tipo rotatorio. Queste tempeste producono dei disastri spaventosi, quando vengono a toccare la terra. Gli uragani che scoppiano nelle Antille e sulle coste dell'America sono dovuti a questi cicloni; ed alcune delle forti burrasche, che arrivano in Europa, si devono considerare come dovute ad un'ultima manifestazione di cicloni più espansi e potenti degli altri. Nei corsi di navigazione si dà una serie di istruzioni per ovviare alle conseguenze dei cicloni, ma non sempre però con esito felice.

Nella parte centrale della meteora si verifica una calma relativa, accompagnata da un abbassamento enorme del barometro, e ciò in causa del movimento di aspirazione, che vi si verifica; e generalmente avviene un rovescio di pioggia di acqua salata, sottratta meccanicamente e violentemente dalla superficie del mare compresa nel cerchio d'azione del ciclone.

Nel mare della China si verificano cicloni, che colà prendono il nome di *tifoni,* e sono caratterizzati da minore violenza.

Di tali tempeste a movimento rotatorio si verificano molte specie a seconda delle località dove avvengono, e a seconda l'imponenza loro. Così noi possiamo ascrivere alle tempeste a movimento rotatorio il *simoum* del deserto, le trombe acquee e le tormente alpine.

Abbiamo detto che nelle regioni equatoriali il ciclone si origina assumendo un movimento di rotazione e nello stesso tempo di traslazione, il quale rimane costante per ciascuno dei due emisferi. Ora questa origine pare doversi ascrivere al movimento di torsione indotto in una corrente d'aria ascensionale trascinata in basso a sud-ovest dei venti aliseali ed in alto a nord-est dai contro-aliseali pel nostro emisfero.

Ricorderemo ora che l'agente acqueo alla superficie della terra è rappresentato, per la massima parte, da correnti d'acqua liquida o solida, che hanno per còmpito di modificare continuamente la superficie terrestre. Ora tali correnti liquide o solide non possono formarsi alla superficie della terra se non per una quota corrispondente di precipitazione di vapori atmosfe-

rici; vale a dire, non possiamo avere acqua alla superficie della terra senza i vapori dell'atmosfera. Dobbiamo dunque occuparci ora del modo di formazione di questi vapori, nonchè del modo di loro precipitazione.

Un geologo italiano ha definito la terra come costituita da due emisferi, di cui uno sarebbe il generatore dei vapori e l'altro il loro condensatore. Il generatore sarebbe l'emisfero australe, siccome quello che presenta maggior superficie di acqua, il condensatore sarebbe invece l'emisfero boreale, dove, essendovi maggiori rilievi di terre, questi obbligano le correnti cariche di vapori a salire in regioni atmosferiche più fredde, ove avviene appunto la precipitazione in pioggia o in neve. Non possiamo poi d'altra parte non riconoscere, che la massima quota dei vapori prodotti nell'emisfero australe venga a condensarsi in pioggia o in neve nell'emisfero boreale, quantunque una parte di essa cominci già a condensarsi nella zona delle calme equatoriali, in cui abbiamo quasi permanente lo stato di pioggia.

Qualunque poi sia l'origine, dobbiamo sempre ammettere, che nell'aria atmosferica esista una quota di vapore acqueo maggiore o minore. Per la determinazione di questa quota di vapori, che si trova in un determinato volume di aria, si possono seguire due metodi, i quali conducono a due risultati, che veramente non corrispondono l'uno all'altro: determinare cioè la distanza dal punto di saturazione dell'aria, ovvero determinare il peso di acqua contenuto in un volume d'aria. Ora evidentemente a seconda che l'aria si trova ad essere satura, oppure più o meno distante dal punto di saturazione, essa deve avere delle influenze diverse sugli organismi, sia animale, che vegetale. Si tratta dunque di determinare la distanza dal punto di saturazione, in cui si trova quell'aria ambiente, della quale si fa lo studio, come noi possiamo per altra parte prefiggerci lo scopo di determinare in modo assoluto il quantitativo in peso di acqua contenuta allo stato di vapore in un determinato volume di aria. Questa seconda determinazione è, si può dire, puramente scientifica, inquantochè è più importante di sapere a che punto siamo rispetto alla saturazione nello stato dell'atmosfera. L'aria am-

biente alla temperatura di 15° è capace di contenere un determinato peso di acqua allo stato di vapore, ed allora diciamo, che l'aria ne è satura, e possiamo determinare la quantità in peso dell'acqua in essa contenuta. Se abbassiamo la temperatura a 10°, il punto di saturazione rimane più basso, cioè, in altri termini, la quantità di acqua che può essere contenuta nell'aria a tale temperatura sarà minore di quella contenuta alla temperatura di 15°. Cosicchè noi possiamo avere benissimo in estate l'aria contenente in modo assoluto una quota di acqua allo stato di vapore maggiore, che non nell'inverno, e tuttavia l'effetto sensibile sugli organismi riescire minore in estate, perchè siamo più distanti dal punto di saturazione.

Oltre la temperatura per la produzione dei vapori, la superficie d'acqua maggiore o minore determinerà ancora maggiore o minor copia di vapori: maggiore produzione di vapori quindi avverrà nell'emisfero australe, che non nel boreale.

Di più dobbiamo ancora tener conto ed osservare se una regione trovasi in una zona di venti od in una di calme. Nelle regioni in cui i venti non spirano con una certa costanza, la produzione di vapori è minore di quella che si compie in regioni, nelle quali i venti spirano costantemente in determinate direzioni. Infatti, il vento non è altro, se non un trasporto d'aria; ora la massa aerea, assorbendo del vapore fino al punto di saturazione, è portata via, e viene ad esser sostituita da un'altra massa d'aria secca; perciò per il fatto di questo continuo rinnovarsi d'aria umida con altra secca si produce certamente maggiore evaporazione. Quindi in tesi generale diremo, che si produrrà maggior quantità di vapori, dove hanvi più elevata temperatura e più ampia superficie acquea, nonchè in quelle regioni che si trovano sotto l'influsso di correnti atmosferiche.

Ora diciamo della precipitazione dei vapori. I vapori, che si formano, devono inevitabilmente cadere alla superficie della terra o del mare sotto forma di pioggia o di neve; ma questa precipitazione dei vapori non si compie però egualmente sopra tutta la superficie della terra. Vi sono infatti delle regioni più

appropriate alla precipitazione dei vapori, e sono in genere quelle più ricche di terra emersa, e specialmente quelle che presentano dei rilievi più marcati, perchè le correnti umide rasenti alla superficie del mare incontrando dei continenti, che presentano dei rilievi, sono obbligate a portarsi in alto, si dilatano, subiscono un raffreddamento pel fatto che di mano in mano che vanno in alto incontrano strati atmosferici di più bassa temperatura, e quindi producono la condensazione dei vapori. Per cui possiamo fin d'ora renderci conto del fatto, che l'emisfero australe è di preferenza generatore dei vapori, i quali, portati per la circolazione atmosferica nell'emisfero boreale, ivi si condensano sotto forma di pioggia o di neve.

La pioggia che cade alla superficie della terra è destinata a cambiarsi in torrenti e fiumi; ma troviamo però che questi rappresentano appena 1/3 dell'acqua che è caduta sotto forma di pioggia o di neve; e ciò perchè degli altri due terzi una parte viene assorbita dalla terra, e il rimanente viene ad essere restituito all'aria sotto forma di vapore. Per una determinata regione terrestre la quota di vapore, di cui essa gode, è data quindi per una parte dalla evaporazione locale e per l'altra dai vapori portati da correnti atmosferiche. Ora, quantunque il prodotto di condensazione dei vapori che scende al mare sotto forma di fiumi sia rappresentato solo da un terzo della pioggia e neve caduta, purnondimeno il lavorìo è assai imponente sotto il punto di vista geologico.

Abbiamo detto come la precipitazione dei vapori avvenga diversamente nelle diverse regioni della terra. Questa differenza deve provenire dalla natura stessa delle zone, in cui è divisa la terra secondo il sistema circolatorio. Da una zona perennemente lavata da una corrente atmosferica i vapori prodottisi saranno esportati in altre regioni a diminuzione della quota di pioggia relativa per la plaga di origine.

La terra si può dividere in tante *zone piovose* e *secche* a seconda della divisione in quelle di venti e di calme. Abbiamo sull'equatore una regione eminentemente piovosa. Nella zona dei venti aliseali hanvi delle regioni relativamente secche, ma non in egual grado sopra tutto quanto lo svilupparsi di essa, e ciò

dipendentemente dalla regione, donde provengono i venti spiranti sulle diverse porzioni della zona aliseale istessa, cioè se da una regione oceanica o continentale. Il doppio continente Americano si trova nelle condizioni più favorevoli per essere influenzato dai movimenti atmosferici. Così il bacino delle Amazzoni si trova ad essere esposto direttamente all'azione dei venti aliseali, che arrivano dall'Atlantico carichi di umidità, i quali sono obbligati a salire fino a cinque o sei mila metri sopra la superficie del mare, sul piano inclinato delle Ande; e per conseguenza gli alisei si scaricano colà di tutto il loro vapore, arrivando come venti secchi sulle coste occidentali dell'America, dove havvi per conseguenza assoluta deficienza di pioggia. Nella Patagonia invece la regione più piovosa si trova ad essere la occidentale, siccome quella che si trova esposta ai venti contro-aliseali di nord-ovest, provenienti dal Pacifico.

La quantità di pioggia e di neve, che cade in un anno sulla intiera superficie del globo, è valutata ad una falda di 50 cm. di spessore; quella corrispondente alle sole terre raggiunge la potenza di m. 1,60.

Nella zona delle calme tropicali hanvi ancora delle regioni di pioggia; e se ci portiamo verso il nord troviamo sempre delle regioni, in cui le pioggie diminuiscono. Mentre vi sono delle regioni, in cui la pioggia che cade è nulla, ed altre, in cui la precipitazione è rappresentata da pochi centimetri di spessore, sonvi per contro località, in cui la caduta di pioggia è grandissima, come ad esempio, sull'Himalaya, dove raggiunge lo spessore di 14 e perfino di 17 metri all'anno. Le differenze sono più marcate anche per località più ristrette; così se consideriamo la quota di acqua che cade in una pianura, e quella che cade sulle montagne immediatamente vicine, trovasi in generale nella pianura minore caduta di pioggia, che non fino ad un certo livello della montagna. Questa differenza di quota nella precipitazione atmosferica tra la regione di pianura e quella di montagna vicina è dovuta al fatto, cui abbiamo già accennato: i vapori possono soggiornare nella pianura, ma essendo spinti in alto, arrivano in regioni, in cui la pressione atmosferica è minore, perciò conseguente loro dilatazione, raffreddamento e conden-

sazione. Non bisogna però credere, che questa regola si mantenga per qualunque altezza, anzi arriveremo ad un livello nella regione montana, dove la precipitazione viene ad essere minore. Infatti nelle regioni elevatissime la quota di vapori è minore, e per conseguenza minore sarà pure il prodotto della precipitazione. Nel senso della verticalità noi possiamo dunque ammettere divisa la massa atmosferica in tre zone: una inferiore, che possiamo chiamare zona di pianura o di collina, nella quale la quota dei vapori è più abbondante, ma è minore la precipitazione, perchè si trova a temperatura più elevata; una seconda zona, compresa fra 840 e 3000 o 3500 metri, nelle nostre latitudini, in cui la quota dei vapori è minore, ma la precipitazione più abbondante, perchè si trova a più bassa temperatura; finalmente una terza zona, superiore ai 3500 metri, nella quale havvi minima precipitazione, perchè vi è minor quota di vapori.

CAPITOLO V.

Termografia atmosferica, oceanica e superficiale terrestre.

Per quanto finora siamo entrati nel campo dell'esercizio delle forze fisiche e chimiche dell'acqua, che dànno luogo ai fenomeni precedentemente accennati, non abbiamo però ancora considerato l'acqua come causa delle principali modificazioni alla superficie e nelle viscere della terra. Si può considerare l'acqua come agente immediato nel compiersi dei fenomeni tellurici, ma, a vero dire, essa non rappresenta, che piuttosto il mezzo di azione di una forza superiore, che è il calore. Infatti noi sappiamo, che l'acqua alla superficie della terra si trova sotto forma di ghiaccio, di correnti, di ammassi oceanici e lacustri; e sappiamo anche, che tutte queste grandi masse d'acqua siano correnti, siano masse oceaniche, provengono sempre dalla precipitazione dei vapori atmosferici, e che la causa del prodursi

e del sollevarsi dei vapori, per ritornare di nuovo sotto forma di pioggia o di neve alla superficie della terra, è il calore proveniente dal sole.

L'aria atmosferica gode di una quota di calore, che varia a seconda delle località e delle stagioni; e ciò dipende dalla posizione, che ha la terra per rispetto al sole. Ma v'ha di più: se noi andiamo fino ad un certo numero di metri al disopra della superficie del suolo, troviamo delle varianti nella quota di calore, dipendenti dalle variazioni di temperatura dell'atmosfera. Le acque dell'oceano godono anch'esse di una certa quota di calorico, che varia pure secondo la latitudine e la profondità. La quota di calorico delle acque oceaniche è una emanazione di quella che proviene dal sole. Inoltre il calore del sole, che riscalda le acque dell'oceano, fa anche sentire la sua azione nei materiali terrestri fino ad una certa profondità; ed al disotto delle regioni, in cui sono ancora sensibili tali variazioni, si verifica, che la temperatura va crescendo di mano in mano che si va all'interno, ma ciò dipendentemente da un'attività o da una riserva calorifica propria del globo non attualmente dipendente dal calore del sole, del che ci occuperemo nella geologia dinamica endogena.

Possiamo considerare il sole come l'unica efficace sorgente di calorico per i fenomeni termici, dei quali ora ci occupiamo.

La quota di calorico, che il sole darebbe alla terra in un anno, sarebbe rappresentata dalla quota necessaria per fondere uno strato di ghiaccio di 31 metri di spessore involgente tutta la superficie del globo; e questo calorico sarebbe pure uguale a quello prodotto da una falda di carbone dell'ampiezza della terra e di 25 cm. di spessore. Il calorico solare, prima di arrivare alla superficie della terra, deve attraversare l'atmosfera; quindi, prima di giungere alla superficie terrestre, una parte di esso viene assorbita dall'atmosfera, e precisamente della quota di calorico emanata dal sole i 4[7 appena sono irradiati dall'atmosfera verso la terra. Dei 4[7 arrivati alla superficie della terra una parte è assorbita dalle masse solide, un'altra dalle masse oceaniche, ed un'altra infine viene irradiata dalla

terra verso l'atmosfera; cosicchè l'atmosfera sovraincombente alla terra viene ad essere riscaldata direttamente dal sole, ed indirettamente dalla terra stessa per quella quota da questa rimandata.

Si chiama *clima* il complesso delle condizioni atmosferiche dipendenti dal calore che possiede lo strato atmosferico sovraincombente ad una data plaga terrestre.

Le varianti di temperatura, cioè la quota di calorico sensibile, possono dipendere, per quello che è stato detto, dalla posizione che hanno le diverse regioni della terra rispetto al sole. Cosicchè havvi delle cause astronomiche, le quali darebbero *a priori* la quota di calorico, di cui dovrebbe godere una determinata regione terrestre.

Le regioni equatoriali sono quelle che ricevono maggior copia di calorico, perchè colà il sole fa cadere i suoi raggi calorifici perpendicolarmente, o con inclinazione minore del come si verifica in altre regioni, specialmente nelle polari. Per questo fatto le regioni equatoriali devono godere, in confronto di tutte quante le altre regioni terrestri, di maggior quota di calorico. Avremo dunque in tesi generale, che, a seconda della latitudine, il clima dovrà farsi sempre più rigido dall'equatore andando verso i poli, e viceversa avremo un aumento di temperatura di mano in mano che passiamo dai poli verso l'equatore. Ecco dunque una delle cause astronomiche, che possono determinare una disuguale distribuzione del calorico alla superficie terrestre. Ma sapendo come questa zona, che riceve maggior quota di calorico, viene a spostarsi, si dovrà perciò anche tener conto di tale spostamento, il quale ci dà appunto le varianti di stagione; come pure venendo mutata l'apparente posizione del sole per rispetto ad un paese nelle varie ore del giorno, si avrà così un'altra causa di varianti diurne.

Sappiamo che per il fatto del movimento di rotazione della terra succede la vicenda del giorno e della notte, e che durante l'equinozio si hanno dodici ore di giorno e dodici ore di notte. Ora la posizione del sole per rispetto a quel determinato punto della superficie terrestre non viene ad essere identica in

tutte quante le ore del giorno. Al sorgere ed al tramonto del sole, i suoi raggi calorifici vengono a colpire la superficie terrestre rasente il suolo, mentre al meriggio quei raggi cadono o perpendicolarmente, o con minore obliquità. Abbiamo quindi delle varianti identiche a quelle, che si ottengono dal variare delle stagioni. E difatti, ammettiamo che un fascio cilindrico di raggi calorifici attraversi l'atmosfera normalmente, esso compirà un tragitto più breve attraverso la massa atmosferica, che non quando sia più o meno obliquo; in tal caso l'assorbimento per parte dell'atmosfera sarà minore, e maggiore quindi la quota di calorico, che giungerà alla superficie terrestre. Dunque durante le diverse ore del giorno noi avremo delle varianti di temperatura dipendenti dall'istesso fatto delle varianti di stagioni per uno stesso paese.

Havvi anche un'altra ragione, per cui, a seconda l'obliquità dei raggi solari, la distribuzione di una data quota di calorico si fa diversamente alla superficie della terra. Così, considerando pure un fascio cilindrico di raggi calorifici, se questi cadono perpendicolarmente alla superficie terrestre, essi influenzeranno un'area circolare di un determinato sviluppo; ma se quei raggi cadono obliquamente, l'area diventerà ellissoidale e più ampia, per cui maggiore estensione di superficie terrestre sarà influenzata dalla stessa quota di calorico, con diminuzione quindi dell'effetto utile. Di tal modo noi ci spieghiamo le varianti, che avvengono nella temperatura, a seconda le stagioni e le ore del giorno, dipendentemente dalle varianti di obliquità dei raggi calorifici.

Si è verificato però, che i massimi ed i minimi di temperatura non corrispondono nel tempo ai minimi ed ai massimi di obliquità, ma vi ha una specie di ritardo, tanto per le stagioni, quanto per le ore del giorno; ritardo attribuibile al tempo occorrente per l'assorbimento diretto dall'atmosfera, per l'irradiazione dall'atmosfera alla terra, e per il riscaldamento riflesso dello strato atmosferico sovraincombente alla superficie terrestre.

Le suaccennate cause generali astronomiche, che dànno le varianti normali di temperatura da latitudine a latitudine, da

stagione a stagione e da ore ad ore del giorno, darebbero per le varie regioni della terra un determinato clima, che si potrebbe chiamare clima teorico, il quale però presenta delle varianti, delle modificazioni in forza di un numero grandissimo di fatti locali, trasformandosi così nel clima reale di un paese.

Prima però di occuparci delle varianti per fatti locali nelle diverse regioni terrestri, constatiamo le differenze che si fanno sentire in generale tra i due emisferi, e fra le coste orientali ed occidentali dei continenti.

Abbiamo già accennato, che la quota di calorico, di cui gode l'atmosfera boreale, è maggiore di quella dell'emisfero australe. Ciò è dovuto al fatto, che l'emisfero boreale essendo più fornito di terre emerse, presenta anche una superficie capace d'irradiare più rapidamente verso l'atmosfera il calorico, che ha ricevuto, mentre la superficie acquea, di cui abbonda l'emisfero australe, irradia meno rapidamente il calorico, che ha ricevuto; anzi, producendosi dei vapori con assorbimento di calorico, che vengono poi portati a distanza, ne viene per una superficie oceanica una vera sottrazione di calorico. Quindi abbiamo anzitutto nell'emisfero australe una superficie acquea meno atta ad irradiare il calorico ricevuto dal sole, e d'altra parte più atta a generare vapori, i quali tuttavia non si condensano nell'emisfero australe stesso, ma vengono portati nell'emisfero boreale, che perciò appunto gode di questo eccesso di calorico tolto all'australe. In conseguenza ne deriva, che la temperatura dell'emisfero boreale sarà in media superiore a quella dell'australe, notando però, che l'emisfero boreale presenterà distribuzione di climi meno regolari e per luoghi e pel tempo.

In secondo luogo le coste orientali dei continenti in confronto delle occidentali godranno di temperatura più bassa, essendo le prime in tesi generale esposte alle correnti aeree polari, mentre le calde correnti equatoriali incontrano le coste occidentali.

Esaminiamo ora le varianti locali. Una prima causa si è la posizione di un paese per rispetto alle grandi masse oceaniche.

Ripeteremo ancora, che le masse oceaniche, che ricevono calore dal sole, si trasformano in vapori, che vanno a condensarsi sulle terre vicine, le quali godono per conseguenza della riserva di calorico portata dai vapori. Ed è così, che ci spieghiamo il fatto di paesi, che, trovandosi alle sponde del mare, godono di temperatura mite e di differenze per stagioni meno marcate, che non quelli situati nell'interno dei continenti. Così, ad esempio, Cherbourg e Parigi, in Francia, si trovano press'a poco alla stessa latitudine, ma Cherbourg è sul mare, mentre Parigi trovasi nel continente; per Cherbourg la media temperatura annua è rappresentata da 11°,29, per Parigi è minore, ed è di 10°,70. Ma la differenza fra climi litorali e continentali non sta tanto nelle medie annue, bensì essa è più accentuata relativamente alle medie invernali ed alle estive e nel senso, che le medie invernali dei paesi continentali sono meno elevate, e le medie estive per contro non sono così elevate nei paesi litorali come nei continentali. Infatti si verifica, che la media invernale di Cherbourg è di 6°,6, quella di Parigi è di 3°,30 e la media estiva di Cherbourg rispetto a quella di Parigi sarebbe di circa 7° in meno. Mettendo in confronto Mosca, in Russia, località continentale, con un paese molto più al nord, ma in prossimità del mare, per esempio, con Reikiavig, nell'Islanda, risultano le seguenti varianti di clima. La media annua di Mosca è di 3°,5, quella di Reikiavig è di 4°; abbiamo quindi mezzo grado in favore di Reikiavig; la media estiva di Mosca viene ad essere di 16°,8, quella estiva di Reikiavig è appena di 12°; ciò che vuol dire, che a parità di calorico ricevuto dal sole il suolo si scalda di più a Mosca, che non a Reikiavig; la media invernale infine di Mosca è di — 10°,3, quella di Reikiavig è appena di — 1°,6.

Abbiamo adunque scarti di temperatura durante l'anno meno marcati per i paesi litorali, che non per i continentali, ciò che costituisce appunto la divisione dei climi in *costanti*, *variabili* ed *eccessivi*.

Sono climi costanti quelli che presentano piccoli scarti dalla media estiva alla media invernale, e sono i climi specialmente

dei paesi litorani. Si chiamano climi variabili quelli, in cui lo scarto non supera i 28°. Climi eccessivi infine quelli, in cui la differenza supera i 28°.

Abbiamo una seconda causa ancora dipendente dalla posizione delle terre rispetto all'oceano, che può determinare delle varianti di temperatura per le terre in rapporto delle masse oceaniche. Noi abbiamo considerato finora la massa oceanica come immobile; ma la cosa non è così, perchè sappiamo, che le masse oceaniche sono, al contrario, in continuo movimento. Sonvi delle correnti fredde e delle correnti calde; ed evidentemente queste correnti devono far sentire una certa influenza sulle coste che bagnano; una corrente fredda cioè determinerà un abbassamento di temperatura, mentre una corrente calda darà una temperatura maggiore. Havvi nell'Atlantico una corrente, che dopo un lungo percorso, viene a morire sulle coste occidentali e settentrionali d'Europa, le quali perciò godono della mite temperatura portata loro da questa corrente. Difatti, se noi mettiamo in confronto due località, una in Inghilterra e l'altra in America, cioè le località di Nain in America e di Alford in Scozia, che si trovano quasi alla stessa latitudine, si hanno: per la prima località una media annua di — 3°,6, l'invernale di — 18°,5, e la estiva di 7°,6; mentre per la seconda risultano: una media annuale di 7°,3, la invernale di 1°,9, e la estiva di 13°,7. Queste differenze, che si verificano sopra le coste occidentali dell'Europa in confronto della costa d'America, sono dovute certamente all'azione della corrente del Golfo, che riscalda le prime.

La natura del suolo poi influisce grandemente sulla temperatura locale. Come le superficie oceaniche hanno un potere irradiante del calorico più lento, che non le superficie terrestri, così, a seconda che le varie regioni presentano una vegetazione maggiore o minore, il potere di irradiazione calorifica è pur diverso. Nelle pianure, dove la vegetazione è maggiore, ha luogo una irradiazione minore, perchè i vegetali emettono una quantità di acqua allo stato di vapore; nelle alte regioni montuose invece hanvi delle roccie nude, le quali si riscaldano potentemente, come le sabbie di un deserto, e cedono rapida-

mente del loro calore all'atmosfera. Cosicchè si possono considerare le superficie terrestri coperte di ricca vegetazione come funzionanti da superficie acquee, e quelle che non presentano vegetazione come funzionanti da superficie continentali; e conseguentemente, se potessimo stabilire la differenza di clima fra le pianure coperte di vegetazione e quelle prive di vegetazione, avremmo anche per esse la stessa distinzione di climi in costanti, variabili ed eccessivi.

Un'altra circostanza, che può determinare delle varianti di temperatura, si è la direzione delle catene montuose. Una catena di montagne, che intercetti i venti del nord, avrà una azione protettrice per i paesi che si trovano nel suo versante sud, mentre una catena che intercetti i venti provenienti dal sud avrà un'azione contraria per i paesi situati nel suo versante nord. Si hanno per Torino, Milano e Venezia, che sono press'a poco al 45° di latitudine, delle temperature medie annuali comprese fra 11° e 13°,7, medie estive tra 22° e 22°,8 e medie invernali tra 0°,8 e 3°,3; al contrario Losanna, che trovasi ad un grado di latitudine più a nord solamente, la media temperatura annua è di 9°,5, l'estiva di 18°,4, e la invernale di 0°,5, quantunque favorita dalla sua posizione in vicinanza d'una gran massa lacustre.

I venti dominanti in una regione naturalmente influiscono, elevandone od abbassandone la temperatura, a seconda che provengono dal sud o dal nord, come già ebbimo a verificare in tesi generale, tra le coste orientali ed occidentali dei continenti.

Fra le cause determinanti le varianti di temperatura di clima fra paesi situati sotto la stessa latitudine e quindi in identiche condizioni per ciò che riguarda la distribuzione del calorico, havvi quella dell'altitudine. È un fatto, che nelle alte regioni atmosferiche, dove l'atmosfera assorbe minor calore per minore densità, dove i vapori si trovano in copia minore, e dove quindi anche minore risulta la riserva di calore, che produce la loro condensazione, in queste regioni la temperatura è più bassa, che non in quelle poste a livello del mare, e tanto, che noi tro-

viamo quello strato atmosferico, in cui si verifica una temperatura media annuale di 0°, abbassarsi dai 4800 metri, dove trovasi sotto l'equatore, a 730 metri nell'estremo settentrionale dell'Europa, e raggiungere il livello del mare in regioni più prossime ai poli. Humboldt avrebbe trovato in corrispondenza dell'equatore i seguenti dati, corrispondenti alla media temperatura annua calcolata a diverse altezze:

altezze in metri.	media temperatura annuale in gradi centesimali.
0	27°,5
1000	21°,8
2000	18°,4
3000	14°,3
4000	7°,0
5000	1°,5

Bisogna notare però, che se questa norma si verifica sotto l'equatore, ciò è in grazia della poca differenza di temperatura tra stagione e stagione in quelle regioni. Ma le cause che possono far variare la temperatura sono assai più potenti nelle altre regioni terrestri. Così hanvi la direzione dei viventi, la disposizione rispetto alle catene montuose ed altri fatti, che possono determinare la deviazione della legge generale di decrescimento di un grado centesimale per un determinato numero di metri. Il Gay-Lussac stabilì il numero di metri per ottenere l'abbassamento di un grado nella temperatura media annuale, e trovò che in generale, avvicinandoci all'equatore, occorre salire un numero maggiore di metri per ottenere un'eguale diminuzione di temperatura media. Così per ottenere la diminuzione di un grado nella temperatura media annua da 0 a 3800 metri, la quota corrispondente sarebbe di metri 188,5 sotto l'equatore; da 3800 a 5700 metri, la quota sarebbe ridotta a metri 185,8; da 5700 a 6900 metri, essa sarebbe ancora ridotta a metri 161,3; per cui si verifica il fatto, che quanto più ci portiamo in alto, tanto minore è il numero di metri che occorre di salire per ottenere l'abbassamento di un grado nella temperatura media

annua; vale a dire, che lo strato ad eguale temperatura media annuale va decrescendo in ispessore dal basso in alto. Ciò dipende dalla maggiore densità dell'aria atmosferica e dalla maggior copia di vapori in basso; inoltre la perdita di calorico verso gli spazî per irradiazione è certamente minore in basso che non in alto. In generale si può stabilire per le nostre regioni, in seguito ad un numero grandissimo di osservazioni fatte, che dal livello del mare fino a 2000 metri d'altezza occorre salire 165 metri per ottenere l'abbassamento di un grado, e che alle altezze alpine è mestieri innalzarsi da 140 a 150 metri per avere un'eguale diminuzione.

Se fermiamo la nostra attenzione sopra questa diminuzione di temperatura che si verifica dal basso all'alto, ci persuaderemo di un fatto per ciò che riguarda la disposizione degli organismi fissi, cioè degli organismi vegetali. Secondo la diversa natura di tali organismi occorrono diverse quote di calorico durante il percorso di un anno, cioè le diverse specie di vegetali hanno bisogno di un numero differente di calorie ripartite nelle varie stagioni per l'esercizio delle loro funzioni. Egli è perciò, che mentre partendo dall'equatore e andando verso i poli vedonsi a sostituirsi poco alla volta alle flore, che si adattano a climi caldı, certe altre, che non potrebbero vivere in questi climi, la stessa successione di flore si verifica anche verticalmente; cosicchè salendo sopra una delle montagne poste sotto l'equatore troveremo un succedersi di flore di climi freddi a flore di climi caldi.

Per la qual cosa le superficie terrestri vengono divise verticalmente dal basso in alto in tante zone o regioni caratterizzate dalla predominanza di certe specie vegetali. Così nei nostri paesi abbiamo: da 0 a 800 metri di altitudine la *regione submontana* caratterizzata dalla presenza del noce; da 800 a 1300 metri la *regione montana* caratterizzata dalla presenza del faggio; da 1300 a 1700 metri la *zona subalpina* caratterizzata dalla presenza delle conifere; al disopra di questa zona delle conifere fino a 2100 metri vi è la *zona alpina*, dove non vi ha più una vegetazione arborea, ma una vegetazione di arbusti,

quivi allignano i rododendri, i salici nani, l'alno montano, ecc. in sostituzione della vera vegetazione arborea. Da 2100 a 2700 metri la *regione subnivale*, ove non havvi più nè alberi nè arbusti, ma invece una vegetazione erbacea costituita in gran parte dalle graminacee, ed è la zona dei pascoli; questa zona è anche detta *regione delle graminacee;* al disopra infine dei 2700 metri havvi la *regione nivale*, in cui anche la vegetazione erbacea scompare e non riscontrasi che qualche lichene o muschio abbarbicato sulle roccie. Questa divisione in regioni nel senso verticale per i nostri paesi è, come tutto ciò che abbiamo accennato finora, presa in senso generale. È naturale, che a seconda delle località si avranno delle varianti; così sul versante italiano delle Alpi non si trova la stessa flora del corrispondente versante svizzero ad eguale altitudine; nel versante italiano più esposto ai raggi del sole ed anche protetto dai venti del nord le regioni relative alla vegetazione salgono ad un livello superiore.

Abbiamo detto che i climi sono contraddistinti in via principale da una determinata media temperatura annua, di cui gode un paese. Si tratta ora di vedere con quale sistema i geografi distinguono sulle carte topografiche i diversi climi.

Si chiamano anzitutto col nome di *linee isotermiche,* o di egual media temperatura annua, quelle linee che riuniscono i punti della superficie terrestre, i quali godono della eguale media temperatura annua. Se però noi vogliamo farci un'idea esatta delle condizioni di clima di un determinato paese, non sarà sufficiente l'arrestarci al solo dato della linea isotermica; si dovrà bensì ricorrere ad una divisione più generale per venire poi a considerazioni più particolareggiate.

Questa divisione generale delle linee isotermiche tracciate sopra la superficie del globo dà una quantità di zone, che vengono perciò ad essere interposte fra due linee di equidistante temperatura. Si chiama *zona isotermica* quella compresa fra due linee isotermiche successive.

La linea che riunirebbe i paesi, in cui si verifica la più ele-

vata media temperatura della terra, si dice *equatore termico*, il quale, non godendo ovunque della stessa temperatura media, non può considerarsi come vera isoterma; di più vediamo come questo equatore termico si mantenga quasi sempre nell'emisfero boreale.

Le linee isotermiche non si mantengono parallele ai paralleli di latitudine. Se diamo un'occhiata all'andamento di queste linee, vediamo che le loro sinuosità sono più marcate nell'emisfero boreale che non nell'australe, e ciò perchè le superficie acquee non dànno varianti così forti di media temperatura come le superficie di terre. In genere le sinuosità si accentuano con una curva saliente verso il nord sulle superficie oceaniche e discendente verso il sud sulle superficie continentali pel nostro emisfero, vale a dire, che a parità di latitudine un paese entro terra gode di una temperatura più bassa di un paese vicino al mare, od in altri termini che una determinata porzione di superficie oceanica in confronto di una determinata porzione di superficie continentale, situata alla stessa latitudine, la prima gode di una temperatura più elevata della seconda. Indipendentemente poi dalle sinuosità che noi possiamo verificare nelle linee isotermiche in rapporto alle superficie di mare o di terre dobbiamo aggiungere tutte quelle circostanze secondarie, che possono da paese a paese più o meno influenzare sull'andamento di una linea isotermica. Ammettiamo un paese che si trovi a livello del mare e l'altro a 700 metri e sull'istessa latitudine, per questo fatto la linea isotermica dovrà ripiegare verso il sud, e quindi i due paesi godranno di diversa temperatura media annua.

Abbiamo detto che per spiegarci certi fatti, che toccano la climatologia di una determinata regione, dobbiamo tener conto delle isoterme, ma fino ad un certo punto, inquantochè una isoterma può rappresentare la media di temperature massime e minime molto diverse; in conseguenza dobbiamo tener conto delle medie temperature corrispondenti in ispecie alla stagione più calda ed alla più fredda. Si deve quindi tener conto anche delle linee *isoeriche*, cioè di medie temperature primaverili,

delle linee *isoteriche*, cioè di medie temperature estive, delle *isometoporiche*, cioè di medie temperature autunnali, e delle *isochimeniche*, ossia di medie temperature invernali. Se vogliamo poi uno studio ancora più particolareggiato, bisogna infine tenere pur conto della linea *isomenica*, cioè di quella che rappresenta la media temperatura mensile.

Potremmo citare una quantità di esempî, che provino come si debba tener conto di tutti questi dati che corrispondono a limiti di tempo più ristretti. Prendiamo per esempio Torino e Napoli. A prima vista parrebbe, che a Napoli la temperatura in estate deve essere molto più alta che non a Torino, tenendo conto delle così differenti vegetazioni. Orbene a Napoli non si verifica un caldo molto superiore a quello di Torino; a Napoli il massimo della temperatura estiva raggiunge i 35°; a Torino le massime estive sono di 32° o di 33°, cosicchè ci troviamo in condizioni di temperatura molto vicine. Per spiegarci quindi il fatto di non trovare in queste due località vegetazioni analoghe, dobbiamo ricorrere all'osservazione delle relative medie invernali, nelle quali appunto si verificano delle differenze. Infatti la media invernale di Torino è poco lontana da 0°, anzi possiamo dire che non passa inverno senza che il termometro scenda a — 8°, mentre il gelo eccezionalmente si verifica nei dintorni di Napoli. Dunque per avere una spiegazione delle differenze nelle vegetazioni che si verificano nelle regioni torinesi e nelle regioni napoletane dobbiamo non soltanto tenere conto della media annuale, e tanto meno della media estiva, ma anche e specialmente della media invernale.

Pel nostro emisfero esistono due località, dove si verifica una temperatura molto bassa. Sono due punti che si trovano alquanto discosti dal polo geografico; e precisamente uno di essi è poco distante da Yakoutsk, ove la media temperatura annua è di —17°2, e la media invernale è di —40°; l'altro corrisponde alle regioni nordiche dell'America, presso lo stretto di Barrow, ove si verifica una media temperatura annua di — 19°7. Ciò vuol dire, che se questi così detti *poli di freddo* si scostano dal polo geografico boreale, al di là di essi si dovrà avere un au-

mento di temperatura prodotto, secondo Lambert, dall'effetto della insolazione durante i sei mesi di continua presenza del sole nelle regioni circostanti al polo. È questa la questione che non è ancora stata completamente risolta dai geografi, e che si connette coll'esistenza del mare libero polare.

Secondo Mühry poi esisterebbero egualmente due altri poli di freddo nell'emisfero australe.

L'uomo per il suo organismo può sottostare a dei forti scarti di temperatura, purchè questi non si compiano con troppa rapidità; esso si abitua ai caldi dell'Africa nello stesso modo che ai freddi della Siberia Asiatica.

Riguardo agli eccessi negativi di temperatura il capitano Back ha potuto verificare nell'America Settentrionale, al nord dei grandi laghi, una temperatura di — 56°74; nella Siberia, a Semipalatinsk, fu osservata una temperatura di — 58°; a Nichni-Udinsk, pure in Siberia — 62°5. Si cita un'altra osservazione fatta a Kiringa nella Siberia Asiatica, dove la temperatura sarebbe discesa a — 84°,4.

Per gli eccessi positivi di temperatura poi il Duveyrier a Touareg, nell'Africa, verificò una temperatura di 67°,7; nell'Algeria la temperatura sale frequentemente a 50°.

Se riteniamo quest'ultima quota come eccessiva positiva e la poniamo in confronto di quella di — 58°, presa per eccessiva negativa, della Siberia, rilevasi uno scarto di ben 108° per regioni abitate dall'uomo.

I climi infine vanno soggetti continuamente a delle modificazioni, di cui noi non possiamo ancora dare una spiegazione esatta, essendone la causa molto complessa. Si cita come a prova di questi cambiamenti di clima il fatto dell'esistenza ancora oggidì negli archivî di alcune città delle Fiandre delle norme, che corrispondono ai nostri bandi campestri, i quali ordinano il raccolto dell'uva in determinate epoche dell'anno; ora la Fiandra da molto tempo non è più paese viticolo, e ciò dipendentemente da irrigidimento di clima.

Il calorico che l'atmosfera cede alla superficie terrestre non viene nella sua totalità rimandato all'atmosfera stessa per irradiazione; una parte di esso invece riesce ad essere assorbito dalle acque degli oceani e da quelle dei laghi, ed un'altra viene assorbita dalla superficie della terra in grado diverso a seconda delle località, per cui le varianti di temperatura atmosferica si rendono più o meno sensibili a profondità minori o maggiori.

In generale possiamo dire, che i materiali terrestri superficiali, essendo per la massima parte materiali detritici, godono di una conduttività calorifica molto debole, per cui il calorico, che emana dall'atmosfera e influenza la superficie della terra, non si farà sentire a grandi profondità.

Però la conduttività del calorico per opera delle acque si compie in iscala più vasta per trasporto, tenuto conto del più facile relativo movimento delle particelle acquee.

Evidentemente quella quantità di calore che viene assorbita dalle masse oceaniche è assolutamente necessaria per lo sviluppo della vita organica, per l'esistenza cioè e moltiplicazione dei vegetali e degli animali che abitano le profondità marine. Come il calore è indispensabile alla superficie della terra per lo sviluppo delle diverse flore e faune viventi superficialmente, così pure lo diventa per gli oceani, a fine di rendervi possibile la vita di miriadi e miriadi di esseri vegetali ed animali.

Per ciò che riguarda la temperatura superficiale che presentano le acque relativamente alle diverse latitudini possiamo dire, che essa seguita in certo qual modo l'andamento delle linee isotermiche terrestri, con questa differenza però, che gli scarti di temperatura tra la media invernale e la media estiva d'un luogo vengono ad essere assai più moderati, ed in modo da essere ridotti, si può dire, alla metà circa. Così, se su di un dato litorale marino si ammette che giunga a 12° la differenza fra la media temperatura estiva e la media invernale, nelle acque del mare della stessa località questo sbalzo di temperatura si riduce a 6° circa.

In quanto alla temperatura superficiale delle masse oceani-

che si verifica, che nelle vicinanze dell'equatore le acque sono più calde di quelle delle zone temperate e delle polari; si verifica cioè la solita legge di un graduato decrescimento di temperatura dalle regioni equatoriali andando verso i poli, senonchè l'andamento delle linee isotermiche porta sulle superficie oceaniche l'incurvarsi di esse a nord in confronto del tragitto continentale, ben inteso pel nostro emisfero, come del resto avevamo già accennato precedentemente.

Però non è tanto della temperatura alla superficie dell'oceano, di cui ora dobbiamo occuparci, ma piuttosto della ripartizione del calore nelle profondità oceaniche; vale a dire dobbiamo determinare quali siano le temperature delle profondità marine in rapporto colle varianti termiche che avvengono alla loro superficie.

Ora osservasi subito una differenza secondo che trattisi della temperatura di grandi oceani, che si distendano da un polo all'altro, oppure delle diverse temperature alle varie profondità di mari chiusi, mari interni o mediterranei.

Per le temperature, a cui l'acqua di mare presenta il suo massimo di densità ed il suo punto di congelazione, non è più applicabile la legge generale, che fissa per l'acqua pura il primo a 4° centesimali ed il secondo a 0°. Infatti noi troviamo, che col variare del grado di salinità delle acque, varia non solo la temperatura, corrispondentemente alla quale per esse si verifica il massimo di densità, ma varia anche quella del loro punto di congelazione. Ciò risulta dalle indagini fatte da Rosetti e Karsten, secondo le quali si avrebbero i seguenti dati:

Salsedine	1 0/0	2 0/0	3 0/0	4 0/0
Massimo di densità. .	+ 1°, 6	— 0°, 8	— 3°, 5	— 6°, 1
Punto di congelazione .	— 0°, 7	— 1°, 4	— 2°, 1	— 2°, 6

Cosicchè il punto di congelazione delle acque marine, al medio di salinità in 34,4 00/00, corrisponderebbe alla temperatura — 2° approssimativamente; egli è perciò che la formazione dei ghiacci in mare ed il comportarsi delle temperature negli

strati via via più profondi e pesanti seguitano leggi diverse da quelle che si verificano nelle acque dolci.

Così dai risultati generali ottenuti si è potuto constatare, che nei grandi oceani, mentre alla superficie avviene uno sbalzo di temperatura che parte da 32° all'equatore e diminuisce gradatamente fino a — 2° ai poli, alle regioni polari, nelle profondità degli oceani tale differenza tra l'equatore e le regioni polari riesce molto minore. Infatti, se consideriamo lo strato di acque oceaniche profondissimo, quello cioè che sovraincombe immediatamente al fondo marino, alla profondità di 3000, di 4000 e più metri, non havvi più che una variante fra 2° centesimali e — 2° fra l'equatore ed i poli; e questi quattro gradi d'oscillazione rappresentano tutte le varianti possibili e immaginabili, che si possono verificare su tutto il fondo oceanico da un polo all'altro.

Questo fatto ci dà subito l'idea di un fenomeno che deve avvenire nelle profondità oceaniche, e che non possiamo avvertire in altro modo.

Abbiamo discorso delle correnti marine che portano continuamente acque calde dall'equatore ai poli e di contro-correnti compensatrici che portano acqua fredda da questi fino nelle regioni equatoriali, onde ne deriva uno scambio di acque tra le fredde e le calde regioni; questi fenomeni sono certamente grandiosi se paragonati alla nostra piccolezza, ma evidentemente in confronto dell'altezza dello strato d'acqua che costituisce gli oceani, le masse che sono poste in moto sotto forma di quelle correnti non rappresentano che uno strato ben sottile, di cui il movimento non può influire a rimescolare per modo le masse oceaniche da dare come risultato quella costanza quasi di temperatura, che si verifica nelle profondità. Bisognerà dunque per forza ammettere, che oltre a quelle correnti superficiali abbia luogo nelle profondità marine un continuo ricambio di acque che si compisca con grande lentezza, ma costantemente.

Le osservazioni fatte nei grandi mari e specialmente nel Pacifico e nell'Atlantico porterebbero al risultato, che al di-

sotto di una zona di lieve spessore direttamente influenzata dalle varianti esterne di temperatura, e che non discende a profondità maggiori di 250 metri, la temperatura va via via abbassandosi gradatamente e sempre con maggior lentezza, per modo che si arriva a profondità oceaniche, in cui la temperatura rimane costante e molto al disotto della minima temperatura, che si verifica nell'inverno alla superficie dell'oceano che si considera; e ciò per le regioni equatoriali. Abbiamo dunque prima una falda acquea, che varia da 150 a 250 metri di spessore, nella quale sono sensibili le varianti atmosferiche esterne, e poi un decremento sempre più lento di temperatura negli strati sottoposti, finchè si arriva ad uno strato assai profondo, che si trova a sovraincombere al fondo marino, e nel quale, come già dicemmo, si ha una oscillazione di temperatura compresa tra 2° e — 2° secondo le latitudini.

Si fecero delle misure termometriche a diverse profondità negli oceani; e riportiamo qui le osservazioni compiute relative all'Atlantico.

Havvi alla superficie una media temperatura annua di 25° circa; a 150 metri di profondità si oltrepassa già il limite della zona sensibile, e trovasi l'isoterma profonda 15°; discendendo dunque di 150 metri sulla verticale, si ha una differenza di circa 9°; alla profondità di 585 metri tale differenza aumenta fino a 10°, cioè si arriva all'isoterma 5°; occorre discendere poi da 585 metri alla profondità di 4200 metri circa, in corrispondenza dell'equatore, per trovare l'isoterma 1°.

Facendo poi la stessa osservazione portandosi dall'equatore verso il polo Antartico, trovasi, che in genere la temperatura delle acque si abbassa, o, se vuolsi, che le linee isotermiche di minore temperatura vanno allontanandosi dal fondo. Così la temperatura delle acque più profonde nelle regioni polari è alquanto inferiore a 0°. Invece, se ci portiamo dall'equatore verso il polo Artico troviamo verificarsi il fenomeno inverso, cioè le linee isotermiche di minore temperatura invece di rialzarsi, si abbassano, e tanto, che relativamente le acque profonde artiche sono alquanto superiori in temperatura alle antartiche

profonde. Da ciò risulta che i due Atlantici, il settentrionale e il meridionale, si trovano in condizioni un po' diverse, dovute certamente al modo, con cui diversamente l'Atlantico è in comunicazione coi mari polari, esso si apre cioè ampiamente verso i mari antartici mentre al settentrione presenta meno libere le vie di comunicazione verso il nord, quindi l'afflusso di acque fredde viene ad essere minore nella parte settentrionale od artica, che non in quella meridionale o antartica.

Per l'Oceano Pacifico si sono fatte osservazioni analoghe, dalle quali risulta, che la zona sensibile in corrispondenza dell'equatore ha uno spessore di circa 250 metri, ed a questa profondità havvi la isoterma oceanica 10°; discendendo da 250 metri a 910 si arriva alla isoterma 5°; a 2000 metri si ha l'isoterma 2°; e sul fondo un'isoterma che varia tra 1° e 0°, secondochè si considera una regione dell'emisfero boreale od una dell'australe, perchè anche qui si verifica il fatto, che le isoterme discendono verso il polo sud e si rialzano verso il nordico.

Adunque riassumendo, per quanto riguarda le temperature che si verificano sulla verticale a diverse profondità dei grandi mari od oceani, possiamo constatare i seguenti fatti:

1°. Decrescimento generale della temperatura dalla superficie al fondo, partendo dalla media temperatura annuale superficiale.

2°. Tale decrescimento si compie più rapidamente negli strati più superficiali, e va via via compiendosi con maggior lentezza gradatamente negli strati più profondi.

3°. Per i mari largamente comunicanti coi mari polari tale decrescimento arriva fino ad una temperatura inferiore a 0°, e perciò inferiore a quella che si verifica per i mari scarsamente comunicanti coi mari polari.

4°. Le varianti di temperatura durante il corso dell'anno non sono sensibili al disotto dei 250 metri di profondità; più in basso le temperature caratteristiche rimangono costanti.

Per ciò che riguarda i mari interni o mediterranei la cosa è molto differente, per essi non serve più la regola generale finora constatata. Prendendo a considerare per esempio il nostro Medi-

terraneo, scorgesi anzitutto, che esso è un mare interno comunicante per mezzo dello stretto di Gibilterra coll'Oceano Atlantico. Ora la temperatura dell'Atlantico in corrispondenza di questo stretto, alla profondità cui l'acqua può penetrare nel Mediterraneo, è di 12°, 8; quindi l'acqua che dall'Oceano Atlantico arriva nel Mediterraneo non può avere temperatura inferiore a 12°,8; cosicchè per questo lato le acque del Mediterraneo non potranno avere temperatura inferiore a quella delle acque più fredde che ne costituiscono l'approvvigionamento. Ma havvi un altro fatto che bisogna pure studiare, ed è quello della media temperatura invernale superficiale del Mediterraneo stesso. La media temperatura estiva del bacino occidentale del Mediterraneo è press'a poco di 24°, che diventa di 27° sul bacino orientale. Ma queste medie non sono quelle che più ci interessano; importa conoscere, anzichè la media estiva, la media invernale, quella cioè che ci rappresenta il massimo abbassamento possibile di temperatura delle acque. Questo abbassamento possibile è rappresentato dalla temperatura di 12°,8 pel bacino occidentale e da quella di 13°,6 per l'orientale. Si hanno dunque due fatti essenziali, che possono determinare la temperatura profonda delle acque del Mediterraneo, la temperatura delle acque di approvvigionamento dall'Atlantico, ed il raffreddamento prodotto dall'ambiente atmosferico, raffreddamento diverso pei due bacini, in cui può suddividersi il Mediterraneo, cioè la media temperatura invernale dell'ambiente che sovraincombe ai due bacini, che dicemmo essere di 12°,8 per la parte occidentale e di 13°,6 per l'orientale. Orbene nell'estate, per esempio, il Mediterraneo presenta alla superficie una temperatura di circa 25°; a 220 o 300 metri sulla verticale essa discende fino a 12° o 13°; ed al disotto di questo strato si trova l'acqua ad una temperatura costante di 12°,8 fino al fondo, perchè non havvi ragione, per cui oltre quella profondità l'acqua possa subire maggiore raffreddamento sia per l'azione dell'ambiente esterno, sia per parte delle acque provenienti dall'Atlantico.

Per cui, se pei grandi mari si ha la norma generale, che dalla temperatura superficiale si discende gradatamente a maggiori profondità, dove l'acqua si mantiene costantemente ad una tem-

peratura prossima a 0°, perchè in tali mari riesce possibile il rimescolìo delle acque dall'equatore ai poli, nei mari interni invece durante l'estate si discende fino ad uno strato poco profondo, sotto al quale si ha una temperatura costante e corrispondente alla minima temperatura delle acque che l'approvvigionano, provenienti dall'oceano o da oceani comunicanti, o corrispondente alla media temperatura invernale superficiale delle acque degli stessi mari.

Veniamo ora all'influenza che esercita la temperatura esterna sopra il suolo. Abbiamo veduto come nelle acque dei mari possa giungere fino a circa i 250 metri di profondità l'influenza della temperatura che si verifica all'esterno, e come in questa discesa dalla superficie verso il fondo si abbia un continuo decrescimento di temperatura, il quale però si compie diversamente, secondochè trattisi di grandi oceani oppure di mari interni. Alla superficie delle terre emerse la cosa è molto diversa, perchè anzitutto avendo queste una conduttività colonifica molto minore, si raggiungerà più presto quello strato, oltre il quale le varianti di temperatura esterna non si rendono più sensibili. Ma v'ha di più un altro fatto, che costituisce una differenza di gran rilievo. Se discendiamo oltre quello strato, troviamo, anzichè una diminuzione, un aumento continuo di temperatura, che si compie assai rapidamente, e che secondo la legge del Fourier esso verrebbe stabilito in 1° centesimale per ogni 30 metri di discesa nel senso verticale; per cui a 3000 metri al disotto di quello strato sensibile si verificherebbe un aumento di temperatura non minore di 100°. Abbiamo dunque la differenza, che le varianti di temperatura sulla verticale si compiono nelle terre assai più rapidamente che non nelle acque marine, oltrechè avvengono in senso precisamente opposto, quando si passa al disotto della zona sensibile alle varianti esterne di temperatura.

Presentemente però non dobbiamo in alcun modo occuparci di questo aumento di temperatura, inquantochè, verificandosi esso nelle masse solide terrestri al disotto di quello strato, fino a cui sono sensibili le varianti esterne, la sua causa non ha

certamente più nulla a che fare col calore proveniente dal sole, ciò che solo è ora oggetto del nostro studio.

Le osservazioni fatte sulla temperatura degli strati profondi del suolo datano da molto tempo; è già fin dal principio del secolo passato che essi si intrapresero, e fin dall'ultima metà di quel secolo si venne a constatare il fatto di grande importanza che, a partire dalla superficie del suolo, ove sono ampiamente sensibili le varianti di temperatura esterna derivanti dalle diverse stagioni ed ore del giorno, si discende a strati, in cui queste varianti riescono sempre meno sensibili, o per lo meno i massimi e i minimi di temperatura si fanno prossimi per dare scarti sempre minori, e ciò fino ad uno strato, in cui i massimi e i minimi annualmente si confondono, tantochè si viene a costituire una temperatura costante, eguale alla media annuale del paese, strato che si trova diversamente profondo secondo le latitudini che si considerano.

Nelle nostre regioni questo strato a temperatura costante trovasi a non più di 20 o 22 metri di profondità; nelle regioni polari la sua profondità arriva fino a 45 metri, e nelle equatoriali si incontra ad 1/3 od 1/4 di metro appena.

La differenza tra le diverse latitudini e il trovarsi tale strato precisamente a molto minore profondità in corrispondenza dell'equatore che non ai poli son cose naturali, perchè, come abbiamo avvertito, se ci portiamo nelle regioni equatoriali, le varianti di temperatura nel corso dell'anno sono certamente assai miti, per cui non occorrerà andare tanto profondo nel sottosuolo per trovare quello strato, in cui le possibili varianti esterne finiscono per confondersi, e darci la media temperatura annua del luogo. Ma se per contro ci portiamo verso i poli, dove si ha un giorno corrispondente ad un'estate di sei mesi ed una notte corrispondente ad un inverno pure di sei mesi, allora senza dubbio sarà necessario ricercare più profondamente lo strato, ove le forti varianti di temperatura esterna non riescano più sensibili.

Le osservazioni più scrupolose e numerose che si fecero riguardo alle temperature degli strati profondi delle terre, furono fatte all'Osservatorio di Parigi. Quivi, cominciate dal

Lahire, vennero continuate dal Lavoisier con un termometro collocato nei sotterranei dell'Osservatorio. Poi vennero altri, fra cui il Bouvard, e si potè constatare, mediante un numero grandissimo di osservazioni continuate per forse un secolo, che la temperatura rimaneva costante a 22 metri al disotto del suolo di Parigi, e che questa costante corrispondeva appunto alla media temperatura annuale del luogo.

Il Poulier, fisico e geologo, si occupò del modo di comportarsi delle temperature negli strati più o meno profondi della terra, e potè giungere ai seguenti risultati:

1°. Le varianti diurne di temperatura cessano di essere sensibili ad un metro di profondità.

2°. Preso uno strato qualsiasi al disopra di quello a temperatura costante, e quindi uno strato ancora sensibile alle varianti di temperatura esterna, la sua media temperatura annua, o, come si dice, il suo *grado geotermico annuo* è presso a poco eguale al grado di temperatura media annuale del luogo. I massimi si confondono coi minimi in un certo strato; poi, di mano in mano che si sale verso la superficie, trovasi una piccola differenza in più corrispondente all'inverno e in meno corrispondente all'estate, differenze che si vanno facendo sempre maggiori in più ed in meno per modo però, che si ha sempre una stessa media, finchè si arriva al primo strato superficiale, dove si ha un massimo estivo ed un minimo invernale, che dànno precisamente la media temperatura annua del luogo.

3°. Le differenze tra il massimo ed il minimo di ogni strato diminuiscono in progressione geometrica per profondità crescenti in progressione aritmetica dalla superficie.

4°. Ed esplicazione del numero 3. La variazione annuale ad 8 o 9 metri di profondità nei nostri paesi è appena di 1°, e le stagioni vi si trovano capovolte, cioè si presenta il massimo in gennaio ed il minimo in giugno.

5°. Conseguenza pure del numero 3. Per le maggiori profondità, cioè oltre gli 8 od i 9 metri, le differenze di temperatura che si possono verificare sono di 0°,1 alla profondità di 15 o di 16 metri e di 0°,01 a 20 metri.

Questi fatti elementari stabiliti dal Poulier per le nostre regioni si riferiscono ai paesi di pianura, dove si riceve e si perde calore per irradiazione da una sola faccia, da un solo piano. Se consideriamo invece i rilievi, quanto più si va in alto, tanto più dovrà approfondarsi lo strato a temperatura costante, cosicchè avviene infatti, che nelle regioni più elevate delle nostre Alpi ci troviamo precisamente nelle stesse condizioni delle terre polari, perchè s'incontra precisamente lo strato a temperatura costante alla profondità di 50 e più metri. E notisi che nel caso di monti oltre ad aversi una superficie più ampia che si presenta all'azione calorifica solare, i materiali attraverso cui si deve fare la trasmissione delle varianti di temperatura esterna non sono più in genere incoerenti, come avviene pel suolo di pianura, per cui in quel caso è aumentata la sensibilità alle varianti esterne di temperatura, è aumentata la conduttività calorifica.

Sezione Seconda

Geologia petrografica.

CAPITOLO UNICO

Petrografia.

Quali materiali esistano nelle profondità della terra, in quelle profondità che l'uomo non può esaminare nè direttamente nè indirettamente, non sappiamo; è probabile che nelle viscere profonde del globo esistano materiali press'a poco analoghi a quelli che per opera di eruzioni vulcaniche vengono a giorno anche attualmente, vale a dire analoghi alle lave, ai basalti, alle trachiti, che rappresentano prodotti eruttivi di diverse epoche geologiche. Ma non facciamo che supporre quest'analogia; e nello studio dell'attualità dobbiamo invece restringerci a studiare i materiali direttamente o indirettamente osservabili dall'uomo. E diciamo direttamente o indirettamente, inquantochè noi possiamo, percorrendo una regione, staccare un frammento di roccia esterna o trovata a maggiore o minore profondità mediante opportuna perforazione, e nel gabinetto poi studiarne la composizione, in modo da stabilire bene quale sia la natura della roccia, da cui il frammento venne esportato, e quale il suo modo di giacimento, oppure esaminare l'esterna disposizione di una serie di strati, la natura di ciascuno di essi, l'inclinazione loro, la loro direzione, e argomentare da ciò quale possa essere la natura degli strati che si incontreranno entro certi limiti nelle profondità.

È lo studio della stratigrafia che ci permette di giungere alla probabile conoscenza di certi strati, che si debbono incontrare a determinate profondità. Ma sia collo esame diretto fatto mediante perforazioni, sia colle deduzioni dipendenti dal più accurato studio stratigrafico, è ben poco quello che conosciamo sulla composizione delle roccie profonde, tenendo conto dell'ampiezza del raggio terrestre.

Evidentemente lo studio dei materiali solidi della crosta terrestre acquista una notevole importanza pel geologo, inquantochè non solo è possibile con questo mezzo determinare con esattezza geologicamente e chimicamente parlando quali siano i materiali costituenti il nostro globo, o almeno gli strati più superficiali di esso, ma anche dalla disposizione particolare, con cui si presenta, arguire del come siasi formata questa che si dice crosta terrestre; ed ecco quindi aprirsi così una pagina della storia antica di questa nostra terra, una di quelle pagine che sono più difficili a decifrarsi. Possiamo adunque non solo argomentare della composizione degli strati terrestri meno profondi, ma anche dei fenomeni, che hanno potuto determinare la disposizione di quei diversi materiali.

Ora noi esaminando tutti i materiali, di cui si potè fare lo studio alla superficie e negli strati poco profondi della nostra terra, possiamo giungere ad una prima conclusione, che cioè dei tanti elementi o corpi elementari, i quali formano oggetto di studio nei trattati di chimica, non tutti hanno la stessa importanza in rapporto alla costituzione della massa solida terrestre, vale a dire, di essi un certo numero entra in iscala maggiore, e questi debbono considerarsi come i veri costituenti, altri non presentandosi che come accidentalità, come prodotti secondarî, da soli non avrebbero certo grande parte nella costituzione della massa solida terrestre. Di quei corpi, che entrano come costituenti in tale composizione, non ne abbiamo che 13 di una certa importanza, ai quali accenniamo per ordine di importanza.

Troviamo in prima linea l'*ossigeno*, che entra a rappresentare una parte grandissima dell'atmosfera, inquantochè, come è

noto l'ossigeno e l'azoto in miscela sono gli elementi precipui che costituiscono l'aria atmosferica. Per altra parte troviamo l'ossigeno a rappresentare un costituente necessario dell'acqua. Cosicchè possiamo dire, facendo astrazione ancora dai ghiacciai, che quest'elemento importantissimo entra a costituire gran parte della massa aerea e della liquida, unitamente all'azoto per quella, ed all'idrogeno per questa. Inoltre l'ossigeno è così diffuso nella costituzione del nostro globo, che di 100 parti di sostanza minerale, possiam dire, una sola è costituita da minerali non contenenti ossigeno, il che prova come esso sia davvero un agente chimico della più grande importanza e nello stesso tempo un comburente per eccellenza, vale a dire tale, che in condizioni favorevoli può combinarsi facilmente, e si combina in fatto, agli altri elementi per formare ossidi semplici od ossidi complessi, conosciuti sotto il nome di ossisali. Abbiamo dunque oltre ai 99/100 dei materiali terrestri composti con ossigeno, cioè sotto forma di ossidi e di ossisali. Per tal modo l'elemento ossigeno viene a rappresentare i 500/1000 della massa solida superficiale del nostro globo, come la possiamo studiare dall'esterno direttamente o indirettamente.

Dopo l'ossigeno viene per importanza il *silicio*, il quale non si trova allo stato nativo per ciò appunto, che ha un'affinità grandissima per l'ossigeno; trovasi quindi o allo stato di ossido, cioè in combinazione coll'ossigeno, o sotto forma di silicato, combinazione di acido silicico con altri ossidi che funzionano da base. I 250/1000 della costituzione chimica dei materiali solidi componenti la crosta terrestre sono rappresentati dal silicio.

Cosicchè i 3/4 de'materiali solidi terrestri sono rappresentati dal silicio e dall'ossigeno.

Abbiam detto che il silicio trovasi sotto forma di ossido silicico, e diffatti abbiamo appunto il quarzo, che forma degli strati potentissimi e le sabbie silicee, che possono venire agglutinate assieme e formare un qualche cosa di compatto, cui si dà il nome di arenarie e di quarziti. La silice o acido silicico costituisce adunque di per sè una massa assai rilevante

sotto forma di quarzo, di sabbie silicee e di quarziti. Il silicio entra poi come elemento costituente necessario in alcune roccie cristalline composte, le quali non esistono se non in quanto risultano dal quarzo o silice associata ad altri elementi; tali ad esempio le roccie granitiche, il granito. Poi si può dire, che non solamente le varie specie minerali costituenti le roccie sono per i 3/4 rappresentati da silicati, nei quali la silice funziona da acido, ma ancora che il maggior numero delle roccie possibili a studiarsi alla superficie terrestre od a poca profondità sono interamente costituite o da un solo silicato, o da miscugli di silicati diversi.

Viene in seguito per importanza l'*alluminio*, metallo che neppure si trova allo stato libero, bensì combinato con l'ossigeno a formare l'allumina, la quale neppure essa trovasi frequentemente libera, ma in combinazione con l'acido silicico. Se volessimo fare una lista di tutte le roccie feldispatiche, delle roccie vulcaniche, dei silicati, in cui entra l'allumina, la troveremmo certamente ben numerosa.

Havvi poi in quarto posto il *magnesio*, che non riscontrasi allo stato libero neppure; così non troviamo nemmeno abbondante allo stato libero la magnesia, cioè l'ossido di magnesio. Frequentemente invece noi troviamo delle specie minerali, in cui la magnesia, con o senza altre basi, viene a costituire i talchi, i pirosseni, ecc., che contengono la magnesia, e quindi il magnesio sotto forma di silicato magnesiaco con o senza acqua.

Si presenta in quinto ordine il *calcio*, nemmeno esistente allo stato libero; trovasi invece combinato coll'ossigeno a formare la calce, ed entra nella costituzione di parte dei silicati sotto forma di silicato di calce semplice o complesso. Più importanti però sono le due combinazioni della calce coll'anidride solforica e coll'anidride carbonica, formando colla prima il solfato e colla seconda il carbonato calcico, che costituisce talora da solo intere montagne; di questa roccia è quasi completamente costituita l'ossatura della nostra catena Appenninica.

Vengono subito dopo al calcio il *potassio* ed il *sodio*, due

metalli alcalini molto analoghi. Sono l'uno e l'altro eminentemente combinabili coll'ossigeno, per cui non si possono conservare allo stato libero se non sottraendoli accuratamente all'azione dell'aria e dell'acqua. Gli ossidi di sodio e di potassio, la soda cioè e la potassa, trovansi quasi sempre nella composizione de' così detti feldispati, molto abbondanti fra le roccie antiche del globo, nonchè fra le vulcaniche. Possiamo ritenere adunque, che questi due metalli hanno importanza specialmente nella formazione dei silicati alcalini, che entrano a costituire i feldispati.

Viene poscia il *ferro*, il quale è ancora assai abbondante. Basta accennare come la tinta gialla, che presentano comunemente le roccie, è d'ordinario dovuta alla presenza d'idrossido di ferro. Ma indipendentemente dal ferro, che impartisce alle roccie tale tinta speciale, esso figura veramente come un elemento importante nella costituzione di certe specie minerali. Così noi troviamo il ferro come costituente negli amfiboli, nei pirosseni e ne' diallaggi.

Troviamo dopo il ferro il *carbonio*. I carboni fossili sono costituiti da carbonio fisso con altre sostanze. Troviamo pure il carbonio nei bitumi e nel petrolio; inoltre si ha pure in combinazione nel carbonato di calce sotto forma di acido carbonico.

L'alluminio, il magnesio, il calcio, il potassio, il sodio, il ferro ed il carbonio, questi sette elementi riuniti assieme costituiscono circa i 227/1000 della crosta solida della nostra terra; cosicchè ricordando che 500/1000 sono rappresentati dall'ossigeno e 250/1000 dal silicio, il complesso dei nove elementi fin qui considerati verrebbe a costituire circa i 977/1000. Per cui non rimarrebbero più che 23/1000 disponibili, e sono rappresentati complessivamente dal solfo, dall'idrogeno, dal cloro, e dall'azoto.

Il *solfo*, oltrechè abbondante allo stato libero, entra come costituente nei solfuri in genere, che non rappresentano però vere roccie, ma minerali sparsi in seno alle roccie. Ma sappiamo dalla mineralogia che i solfuri hanno per noi una gran-

dissima importanza, inquantochè l'estrazione dei metalli si fa in massima parte appunto operando su siffatti solfuri e cercando di separare il solfo col miglior modo possibile dal metallo. Abbiamo infine già accennato ad una roccia, che risulta dalla combinazione della calce all'anidride solforica per formare il solfato di calce.

L'*idrogeno* poi entra nella composizione dell'acqua, nell'acido solfidrico e nei carburi d'idrogeno in genere, cioè bitumi, olii minerali, nonchè in combinazione con una lunga serie di specie minerali, quale quella degli idrati in genere.

L'*azoto* entra come costituente nell'aria e nelle sostanze organiche specialmente animali; lo abbiamo poi ancora rappresentato, ma in iscala molto minore, nei nitrati.

Abbiamo così considerato la costituzione della massa terrestre sotto il punto di vista chimico, ed abbiamo veduto quali sono gli elementi che entrano in maggiori proporzioni; gli altri non hanno più tanta importanza, inquantochè non si riscontrano che in traccie. Converrà ora che facciamo uno studio relativo alle proporzioni, nelle quali entrano certe specie minerali, anzichè, gli elementi, nella costituzione della massa solida terrestre, perchè, se ad esempio il solfo può presentarsi nativo in giacimenti di una certa importanza, la stessa cosa non più avviene per gli altri elementi sopra accennati, che invece vengono a formare le principali specie minerali, delle quali noi dovremo parlare delle più abbondantemente rappresentate.

E qui anzitutto crediamo conveniente stabilire una differenza nel significato delle parole *minerale* e *roccia*.

Nel linguaggio ordinario la parola roccia ha il significato di un minerale solido così abbondantemente rappresentato da doversi considerare come costituente immediatamente della massa solida terrestre; e la parola minerale quello di un campione d'una combinazione chimica, che trovasi in natura indipendentemente dal suo maggiore o minore sviluppo. Così per un frammento di quarzo: se noi lo consideriamo come ci si presenta senza recarci ad esaminare la località, d'onde venne

esportato, avremo un minerale; se poi ci portiamo nelle nostre Alpi, e troviamo che una vallata si presenta scavata per chilometri e chilometri in un materiale consimile, in giacimenti cioè di quarzo, che si elevano verticalmente per 100, 200, 300 metri, vediamo subito, che questo quarzo può avere importanza cospicua nella costituzione della massa solida terrestre; in tal caso avremo una roccia di quarzo.

Ma ben si comprende come per lo scienziato tale criterio non sia sufficiente, appunto perchè basato unicamente sullo sviluppo maggiore o minore, che può avere la sostanza, che rappresentiamo col nome di quarzo. Havvi invece una distinzione scientifica fra minerale e roccia. Prendendo il frammento di quarzo ed esaminando la costituzione nelle sue parti più minute, non si troveranno ovunque gli stessi elementi e nelle stesse proporzioni; in una particella si potrà trovare ad esempio puramente dell'ossigeno e del silicio, che sono appunto i due elementi, i quali per la maggior parte costituiscono il frammento di quarzo considerato, in un'altra si potrà rintracciare qualche paglietta di mica, in altre una porzione più o meno notevole di carbonato di calce, e così via dicendo. Questo non avverrà però, se si considera la stessa sostanza ma allo stato di purezza mineralogica.

Sappiamo che i minerali sono *specie chimiche inorganiche*, e dicendo specie chimica inorganica intendiamo una sostanza caratterizzata non solo da determinati elementi componenti, ma associati in determinate proporzioni. Non potremo chiamare quarzo un frammento di materia solida se non in quanto troviamo in esso ossigeno e silicio in determinate proporzioni per modo da formare il ben determinato composto ossido di silicio.

I mineralogi poi aggiungono un criterio di più, il quale, a vero dire, non è se non una conseguenza di quello che abbiamo detto prima. Una sostanza formatasi per associazione di determinati elementi in certe proporzioni, se trovasi in condizioni convenienti obbedisce a certe leggi, per cui le attrazioni esercitantesi fra molecola e molecola del corpo che si forma, non agiscono in modo indeterminato, indefinito, sibbene fanno sì, che le particelle del composto assumano un assettamento speciale,

caratteristico per ogni sostanza, che si forma in una certa maniera; vogliamo dire, che la sostanza cristallizza; e questo fenomeno della cristallizzazione dà luogo a forme caratteristiche per le diverse sostanze. Non è nostro còmpito di entrare in troppi particolari su questo riguardo; è un fatto constatato però che, determinato un certo composto chimico secondo certi elementi costituenti in date proporzioni, tuttavolta che si trovi in condizioni favorevoli esso prende una forma speciale, sua caratteristica: cristallizza in un determinato modo, che fa distinguere l'una da qualsiasi altra specie chimica minerale. Variando gli elementi costituenti o le proporzioni di questi, varia, contemporaneamente alla natura del corpo composto, anche la sua forma cristallina.

Or dunque, se noi vogliamo studiare il minerale nel suo stato più perfetto, dobbiamo prenderlo in quelle condizioni, in cui siamo sicuri di non avere una sostanza eterogenea, in cui sia mantenuto il tipo di chimica combinazione. E siccome si hanno forme speciali per le varie sostanze, così i mineralogi si aiutano spesso dei caratteri cristallini, che spesso bastano a determinare una data specie minerale.

Ora di questi minerali ben costituiti sono formate le roccie; ma non è però nella roccia, che trovasi il minerale, che la costituisce, allo stato di massima purezza, allo stato cristallino. Troveremo invece questi cristalli di forma ben stabilita in certe fratture, in certe spaccature, che presentano le roccie stesse.

Il minerale dunque ci è rappresentato dalla presenza di una forma cristallina ben definita e dalla omogeneità completa, perfetta in tutte le sue parti sotto il punto di vista chimico. Così, se riduciamo in minutissime particelle un cristallo di quarzo, troveremo con apposita analisi in ogni minima parte la stessa ed identica composizione chimica; mentre ciò non si verificherà, ove prendiamo un frammento di quarzite, perchè non si hanno quarziti, le quali presentino una composizione chimica assolutamente identica in tutte le loro parti.

Le roccie sono costituite da minerali, ma delle diverse migliaia di specie minerali è naturale che non tutte siano egualmente rappresentate alla superficie o nelle profondità della terra. Si avranno specie minerali rappresentate in iscala vastissima, e queste formeranno i veri costituenti della massa solida terrestre, ed altre in iscala piccolissima, ed allora si presenteranno come vere accidentalità.

Riguardo a quella specie di minerali che entrano abbondantemente nella costituzione delle roccie può avvenire un doppio caso: può darsi cioè, che si trovi un grande ammasso di materiale minerale rappresentato in tutte le sue parti da una data sostanza minerale più o meno inquinata da altre sostanze, ma per modo che possiamo ritenere quello come una roccia costituita per la massima parte da quell'unica specie minerale, tale ad esempio una roccia di carbonato di calce, che diremo roccia formata di *calcite*, e petrograficamente *calcare*; in tal caso la roccia si dirà *a base semplice;* ciò che non toglie però, che si possano trovare delle piccole varianti nella composizione della roccia stessa per materiali inquinanti; oppure può darsi, come ad esempio se prendiamo del granito, ancor questo molto abbondante nella costituzione della massa solida terrestre, di trovare in un solo ammasso quasi uniformemente mescolate diverse specie minerali, tre nel caso del granito — feldispato, quarzo e mica — e che potranno poi ancora essere inquinate da altre sostanze accidentali, non strettamente necessarie, anzi diverse secondo i casi. Una roccia di questo genere si dirà roccia *a base composta*, perchè a formarla occorrono più specie minerali.

Sappiamo dalla mineralogia, che le specie minerali sono molto numerose, che salgono a qualche migliaia; ma quelle che entrano come vere costituenti della massa solida terrestre alla superficie od a poca profondità non sono più tanto numerose, sono anzi ben poche.

Se consideriamo la massa superficiale terrestre divisa in 100 parti, e di queste assegnamo subito 9 alle acque, rimarranno 91/100 di materiale solido. Di questi 91/100 si hanno 50/91 rappresentati dal *feldispato*.

La parola feldispato è nome generico, che si dà ad un gruppo di minerali, che, ben inteso, devono presentare qualche analogia, perchè possano essere raggruppati assieme sotto quello stesso nome. Tale gruppo comprende tutti quei silicati, che hanno una base rappresentata sempre dall'allumina, ed hanno ancora rappresentata una base alcalina, la quale può essere o soda, o potassa, aggiungendosi finalmente in certi casi anche la calce. Abbiamo dunque la silice, e propriamente un silicato, ma non un silicato semplice, perchè vi entra altra base oltre quella costituita dall'allumina. Però siccome hanvi la silice e l'allumina, diremo anzitutto, che i feldispati sono silicati alluminosi; ma pel fatto di trovare un altro quantitativo basico, che può essere la potassa sola, oppure la sola soda, potremo anche dire silicati alluminosi alcalini, inquantochè la soda e la potassa sono entrambi alcali; e finalmente, siccome dicemmo potervi entrare in alcuni casi anche la calce, avremo in complesso sufficientemente definito i feldispati dicendoli: silicati alluminosi alcalini con o senza calce.

In vista di ciò si hanno diverse specie di feldispati: così il feldispato ortose a base di potassa, caratteristico del granito; i feldispati a base di soda nelle roccie vulcaniche e nei graniti, ma come minerale accessorio; quelli a base di soda e calce nella diorite e nell'eufotide; e via dicendo.

Riscontransi feldispati nei graniti, nei gneiss, nei micaschisti, nei porfidi, in tutte le roccie antiche. Numerose sono le roccie che hanno feldispati come elementi loro costituenti, e quindi non deve far meraviglia se, dopo ciò, ripetiamo, che il feldispato entra per i 50/91 nella costituzione della massa solida terrestre.

È pure abbondante la *silice*, e sotto questo nome non intendiamo più parlare di quella silice, che entra nei feldispati sotto forma di acido silicico. La silice entra ancora sotto altre forme nella costituzione della massa solida terrestre. Così le sabbie sono quasi tutte silicee, perchè una sabbia costituita da particelle non quarzose non resisterebbe a lungo agli agenti fisici e chimici; tali le sabbie, che potrebbero provenire da

roccie calcaree, perchè questa sostanza non è assolutamente insolubile nell'acqua, quindi destinata a sciogliervisi col tempo; tali le sabbie feldispatico-alluminose, che facilmente si trasformano in argille, e stemprandosi queste nell'acqua vengono facilmente esportate; vedremo infatti come i feldispati vadano soggetti a trasformazioni molto intense. Le sabbie silicee invece resistono energicamente alle azioni fisiche e chimiche esterne, siccome costituite quasi unicamente da ossido di silicio o silice, sostanza relativamente resistente all'azione degli agenti fisici.

Oltre alle sabbie, troviamo ancora la silice, o il quarzo, a costituire le quarziti, che formerebbero le arenarie antiche; troviamo il quarzo nella costituzione del granito, del protogino, della sienite, dei porfidi quarziferi, ecc. In tutte queste forme petrografiche però il quarzo non si trova in combinazione, come lo è invece nei feldispati, bensì allo stato libero, solo che può essere mescolato meccanicamente ad altre sostanze inquinanti o costituenti; in ogni caso però più o meno facilmente separabile da quelle. La silice sotto questa forma rappresenta i 35/91 della massa solida terrestre.

Poscia viene per ordine d'importanza la *mica*, silicato alluminoso con altre basi, oltre all'allumina, che è fissa come nei feldispati, silicato quindi piuttosto complesso, anzi molte volte si ha ancora la presenza di fluorio a sostituire parte del silicio, per cui le miche si possono considerare in tal caso come fluosilicati alluminosi. Le diverse specie di mica hanno caratteri fisici analoghi; tutte si presentano scagliose, in lamine eminentemente sfaldabili, dotate di varie colorazioni, sempre brillanti, disposte in pagliette luccicanti in quasi tutte le roccie, che ci cadono sotto gli occhi.

Però se in alcune roccie la mica si può dire formare un vero costituente, necessario a caratterizzare le roccie stesse, come ad esempio i micaschisti, in molte altre non è, che un elemento accessorio. In complesso la mica viene a rappresentare gli 8/91 della massa solida terrestre.

A rappresentare i 5/91 si trova un silicato idrato di magnesia, molto abbondante, ma ancora proteiforme nel suo modo di presentarsi; esso è il *talco.*

Il talco presenta in genere una colorazione verde; notiamo subito però ch'esso può presentare tutte le tinte graduali dal verde giallastro fino ad un verde cupo molto prossimo al nero. Il colore e le variegature che esso presenta, hanno in certi casi molta analogia colla tinta della pelle de'serpenti, onde il nome speciale di *serpentino* dato ad una sua varietà. Adunque la roccia che dicesi serpentina risulta costituita dal minerale serpentino, silicato idrato di magnesia, uno dei tanti della categoria dei talchi.

Ma abbiamo questo stesso minerale, il talco, sotto forma più caratteristica, sostanza costituita ancora dalle stesse materie, ma in proporzioni un po' diverse: è sostanza molto tenera, produce un senso saponaceo, untuoso al tatto, ed è quella che si chiama propriamente col nome di *talco*, e che si presenta in masse compatte a struttura omogenea o no; se è omogenea, compatta costituisce la così detta *steatite*, così abbondante nelle valli di Pinerolo.

Vengono dopo le *argille*; ed anche questo è nome generico che si dà a certe sostanze, che non osiamo più dire minerali, inquantochè sono specie di fanghi provenienti dalla degradazione di altri materiali. Sono suscettibili di una classificazione molto complessa, e rappresentano 1/91 della massa solida terrestre.

Ancora 1/91 è rappresentato dal *calcare* o carbonato di calce, per quanto abbondante esso si trovi in natura.

Vengono in seguito, in iscala sempre minore, per 0,5/91 gli *amfiboli;* i *pirosseni* per 0,44/91; ed infine il *peridoto* per 0,1/91.

Veniamo ora a dire delle roccie. Non è tanto facile dare una perfetta classificazione dei materiali rocciosi a seconda la loro genesi, non essendo ancora completamente risolte le questioni a tale riguardo per alcuni di essi. Una classificazione a seconda dei materiali costituenti le roccie, ovvero a seconda la struttura o l'assettamento loro, non ci condurrebbe a risultati sufficientemente precisi sotto il punto di vista geologico; epperò non possiamo classificare le roccie valendoci di tali criterî. Noi quindi, piuttosto che una vera classificazione, proponiamo pel

nostro studio un ordinamento, il quale, tenendo conto degli agenti formatori delle roccie e delle condizioni di formazione, lasci incompromesse le questioni di origine per quelle roccie, su cui non sono ancora completamente d'accordo i geologi.

Alcuni materiali rocciosi, siano di origine esogena che endogena, presentano evidenti i loro caratteri d'origine, altri invece si modificarono strutturalmente e chimicamente al punto, che in certi casi riesce molto dubbio lo stabilire se essi siano opera di agenti esterni o di agenti interni, e ciò specialmente per le roccie di sedimento, che ebbero obliterati completamente i caratteri di sedimentazione. Noi possiamo quindi dividere tutte le roccie in due grandi classi, e cioè:

1ª. *Roccie conservanti i loro caratteri originarî.*

2ª. *Roccie modificate strutturalmente e chimicamente.*

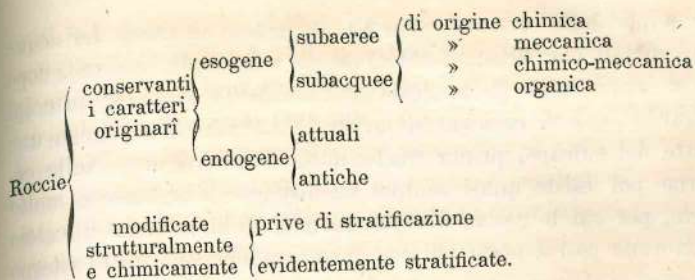
Le prime possono dipendere dall'azione di forze esterne, o interne; in conseguenza la prima classe è divisibile in due gruppi, cioè:

a) *Roccie esogene.*

b) *Roccie endogene.*

Le roccie esogene possono costituirsi alla superficie delle terre emerse, o sul fondo di bacini marini o lacustri; in conseguenza le esogene potranno scindersi in due gruppi: *subaeree* e *subacquee*. Tanto le une che le altre possono formarsi per precipitazione chimica, o per precipitazione meccanica, o per precipitazione mista, ovvero per opera di organismi; possibile una sottodivisione quindi in categorie, più nelle subacquee che nelle subaeree, in roccie cioè *d'origine chimica*, *meccanica*, *chimico-meccanica* ed *organica*.

Le roccie endogene possono poi dividersi, a seconda la loro comparsa, in *attuali* ed *antiche*.

Nella seconda classe infine delle roccie modificate strutturalmente e chimicamente possiamo distinguere quelle *non evidentemente stratificate* da quelle *evidentemente stratificate*. Riassumendo tutti questi concetti di ordinamento in un quadro, avremo:

Comincieremo dalla prima categoria, dalle roccie cioè mantenenti i loro caratteri originarî, formatesi alla superficie della terra per opera di agenti inorganici.

Anzitutto, secondo quello che abbiamo detto altra volta, si presenta il *ghiaccio*, che è una vera roccia, inquantochè sia per la sua azione come agente esterno, sia anche per lo sviluppo che esso può assumere alla superficie della terra, a diritto è stato considerato come una vera roccia. Ma sul ghiaccio considerato come roccia non abbiamo altro a dire, dopo quello che accennammo discorrendo dei ghiacciai; a suo tempo poi vedremo quali siano le traccie che il ghiaccio può lasciare sulle roccie in genere.

Vengono in secondo luogo i *calcari*, che si formano alla superficie della terra generalmente per opera di acque, le quali, percorrendo gli strati superficiali, oppure filtrando attraverso le masse calcaree stesse, riescono ad asportare questa sostanza allo stato di soluzione, e, venute poscia a giorno, la depongono per precipitazione, e dànno luogo a delle roccie calcaree di incrostazione. Ovunque le acque riescono a caricarsi di una certa quota di acido carbonico, col quale riescono a trasformare il calcare in bicarbonato di calcio solubile, ed avviene perciò che tali acque, cariche di bicarbonato di calce, possono essere soggette a delle evaporazioni molto potenti, in seguito di che il bicarbonato di calcio si scompone, l'anidride carbonica in eccesso si elimina, e rimane il carbonato di calcio, il quale precipitandosi assume delle forme diverse.

Accenneremo così ai *calcari stalattitici*, che si formano nel-

l'interno delle caverne scavate in terreni calcarei. Le acque superficiali che filtrano attraverso la volta delle caverne, dopo aver attraversato il terriccio più o meno ricco di principî organici, ove si caricano di anidride carbonica, sciolgono una parte del calcare, prima trasformato in bicarbonato. Nelle caverne poi esiste quasi sempre un sistema di aereazione molto forte, per cui le goccie d'acqua cariche di bicarbonato di calcio si trovano così esposte ad una forte evaporazione; tutto attorno ad esse si forma come un astuccio di carbonato di calcio precipitatosi, che, ingrossando successivamente, si trasforma in tubo e poscia in cono acutissimo rovescio, che è la stalattite. Quanto tempo occorra per formarsi una stalattite di una certa grandezza non si può precisare, perchè questo dipende da diverse circostanze: dalla quantità di acqua, dalla quantità di bicarbonato di calcio che essa può contenere, dalla potenza evaporante, e via dicendo. Avviene poi frequentemente, che le goccie, che vengono a staccarsi dalla estremità della stalattite, cadono sul suolo, mentre contengono ancora una certa copia di bicarbonato di calcio, ed allora viene a formarsi al disotto della stalattite e sul suolo della caverna un altro lavorìo di carbonato di calcio, cioè una specie di monticciattolo, o cono schiacciato diritto, con una piccola cavità all'apice, che è la stalagmite. Tanto nell'un caso come nell'altro il calcare è spatico cristallino. Siccome poi la stalagmite si forma corrispondentemente al disotto della stalattite, a forza dell'abbassarsi dell'una e dell'inalzarsi dell'altra, avviene il momento, in cui i due coni vengono ad unirsi. L'acqua carica di bicarbonato di calcio riveste pure le pareti della caverna con incrostazioni a forme molto svariate e curiose. A forza infine di depositarsi per precipitazione del carbonato calcico può avvenire il completo riempimento d'una caverna, che verrà così occupata da una massa calcarea foggiata a tante zone di diverso sviluppo e di diversa colorazione dipendentemente da altre sostanze trasportate dalle acque stesse, massa rocciosa, che costituisce il vero *alabastro.*

Può avvenire in alcune località che il carbonato di calcio si precipiti assai rapidamente dalle acque correnti, e i corpi orga-

nici trascinati da quelle acque vengano ad essere impigliati nella massa del calcare. Allora abbiamo i *travertini*, che possono raggiungere una grande potenza in ispessore. I travertini presentano delle cavità nella massa, ed è perciò che sotto un determinato volume hanno un peso relativamente poco considerevole; per la qualcosa sono utilizzati come materiale da costruzione. In molte località delle nostre montagne si adoperano siffatti materiali a forma di parallelepipedi per costruire le arcate delle porte.

In alcune località ed in certe circostanze si formano delle pallottoline di carbonato di calcio cristallino, le quali rimangono fluttuanti per un certo tempo nell'acqua, e poi cadono al fondo, e dànno luogo al *calcare pisolitico* od *oolitico* a seconda la grossezza degli elementi.

Il carbonato di calcio d'incrostazione può avere un'importanza grandissima nell'arrestare o rendere coerenti certi materiali, che di loro natura lo sarebbero invece pochissimo, o del tutto incoerenti.

Si trovano degli ammassi di roccia calcarea, che hanno pochissima coerenza, ed allora può avvenire il caso, che le acque filtranti riescano a sciogliere in parte il carbonato calcico, trasformando quegli ammassi detritici in una vera *breccia*. Nella serie cronologica dei terreni si può trovare una quantità numerosissima di siffatte breccie; ed una quantità dei marmi brecciati non riconoscono altra origine se non quella della cementazione calcarea di frantumi calcarei, analoghi a quelli che si formano oggidì.

Un altro materiale può anche formare delle incrostazioni, e costituire anch'esso una roccia subaerea, ed è la *silice*, la quale però è meno solubile nell'acqua del carbonato di calcio. Quando le acque contenenti della silice vengono a giorno, avviene la loro evaporazione, per cui la silice si precipita. In America si riscontrano nella valle della Riviera della Pietra Gialla acque, che contengono in soluzione della silice, provenienti da Geysers; sui fianchi delle montagne, su cui si verificano quei fenomeni, le acque correnti hanno formato delle incrostazioni silicee a forme svariatissime e curiose.

La silice in questo caso ha un aspetto gelatinoso.

Vi sono altre località della terra, dove la produzione di silice per opera delle sorgenti si fa in iscala molto vasta; così in Francia si escava un materiale, che viene adoperato come pietra da macina, donde il nome di *selce molare*. Esso si origina come i travertini calcari, e quindi forma un vero *travertino siliceo*.

La silice si può produrre ancora per decomposizione delle roccie, che la contengono allo stato di silicato; ed allora essa si presenta sotto forma di arnioni, vene, reticolature di una silice ad apparenza ancora gelatinosa o resinosa, donde il nome di *resiniti*.

E questo basti per le roccie subaeree di origine puramente chimica; veniamo ora a quelle di origine meccanica.

Vi sono materiali superficiali, i quali si trovano in mole così ampia da costituire delle vere roccie, e che provengono per origine puramente meccanica, vale a dire sono prodotti dalla demolizione meccanica delle roccie alla superficie della terra, quantunque in tale lavorìo intervengano pure fatti di natura chimica. Questi prodotti vengono portati a maggiore o minore distanza dalle correnti acquee terrestri, e formano così dei depositi prima che le correnti raggiungano il mare; se però questi materiali detritici vengono trasportati fino al mare, o ad una gran massa lacustre, allora essi si depongono sul fondo di quei mari o laghi, e vengono a costituire delle roccie di natura mineralogica e di origine identiche ma subacquee; vale a dire essi sono materiali, che possono formare a volta a volta roccie subaeree e roccie subacquee a seconda del luogo, in cui sono abbandonati dalle correnti.

Siffatti materiali possiamo dividerli, tenendoci ad un ordine di idee un po' materiale, in un triplice gruppo, o in tre gruppi, a seconda la grossezza dei detriti, che provengono dalle roccie demolite. Se questi detriti rimangono incoerenti, avremo formazioni di origine prettamente meccanica, se invece essi vengono ad essere rilegati da sostanze depositatesi posteriormente negli interstizî, avremo allora roccie subaeree di origine meccanico-chimica.

Alcuni di essi si riducono allo stato quasi impalpabile, per

altri invece la triturazione si arresta al punto da costituire le *sabbie* più o meno grossolane, o le *ghiaie*, se la triturazione si compì in grado minore. I materiali finissimi possono provenire in due modi: o dalla decomposizione di una roccia capace per sua natura a trasformarsi così in un materiale molto fino, oppure da un'azione meccanica di triturazione protratta al massimo grado. Ora non dobbiamo occuparci del modo con cui si producono questi materiali; abbiamo solo accennato questo fatto per stabilire una divisione dei materiali in fini e grossolani. Le *argille* rappresenterebbero dei fanghi compressi, quindi il prodotto di demolizione o chimico, o semplicemente fisico-meccanico di certe roccie fino al grado di impalpabilità. Se esaminiamo le sabbie e le ghiaie possiamo trovarle sotto due forme: o incoerenti, oppure cementate per opera di qualche materiale, che è venuto dopo a interporsi tra granello e granello. Ma per le argille non si ha la distinzione in roccie coerenti ed incoerenti; e cio è naturale, inquantochè le argille, siccome costituite da materiale finissimo, quando vengono sottoposte a pressioni, succede una specie di autocementazione nella loro massa, vale a dire avviene un assodarsi degli elementi per un fatto di semplice compressione. Si è per ciò appunto che non possiamo in questo caso ammettere la divisione di formazione meccanica e meccanico-chimica, come può farsi per le sabbie e per le ghiaie. Le argille in genere e più frequentemente sono il prodotto di alterazione dei feldispati sotto l'azione dell'acqua e dell'acido carbonico, per modo che dagli elementi costitutivi dei feldispati si elimina l'alcali e parte della silice aggiungendosi dell'acqua, per cui il silicato alluminoso alcalino anidro si trasforma in silicato alluminoso idrato. Cosicchè se noi consideriamo le argille come roccie puramente meccaniche sotto il punto di vista del loro accumularsi dopo trasporto per opera delle acque e per il loro assodarsi, dobbiamo pur nondimeno riconoscere un processo chimico nella loro origine, salvo il caso, in cui l'argilla non rappresenti altro, che la triturazione al massimo grado di roccie preesistenti silico-alluminose. Le roccie feldispatiche, da cui provengono le argille, sono i graniti, le sieniti,

i protogini, le roccie vulcaniche ed altre, che contengono o come elemento unico costituente, o come elemento riunito con altri il feldispato.

Se le acque torbide per argilla in sospensione questa abbandonano sulla terra emersa, avremo argille subaeree, se invece la portano fino al mare od a grandi bacini lacustri, si formeranno roccie argillose subacquee stratificate.

È noto a tutti come vi siano delle argille, che presentino caratteri vantaggiosi per la preparazione delle terre cotte, ed altre, che li presentino in grado minore, per cui vengono scartate nella fabbricazione di prodotti fini. Se prendiamo dell'ortose, e supponiamo che la sua decomposizione abbia avuto luogo per intiero, e che l'argilla risultante sia stata portata via, allora avremo il prototipo di tutte le argille, il *caolino*, il quale serve appunto per la fabbricazione delle porcellane più fine.

Ma oltre al caolino possono esistere delle varietà di argille in quantità. Generalmente le argille si presentano sotto forma di masse più o meno plastiche, con tinte grigie o giallastre; le prime devono la loro colorazione ad una piccola quota di protossido di ferro, le altre al sesquiossido di ferro. Sono le argille giallastre quelle, che poi diventano rosse nell'atto della cottura, perchè l'idrossido di ferro si trasforma in sesquiossido anidro. La quantità del ferro può determinare una certa fusibilità delle argille.

La fusibilità dell'argilla è anche data, e meglio, dalla presenza del carbonato di calce. Questo si trova talvolta in copia tale, che le così dette *marne* subaeree non sono altro, se non argille, che contengono il 56 0/0 di carbonato di calce; esse provengono da decomposizione di feldispati contenenti della calce. La labradorite, ad esempio, è un silicato di allumina, soda e calce, cosicchè colla decomposizione invece di formarsi solo un carbonato alcalino solubile, si formerà anche un carbonato terroso di calcio, il quale non potrà essere eliminato colla facilità del carbonato alcalino; ecco quindi formarsi delle argille ricche di carbonato di calcio. Colla cottura poi rimane della calce libera, che è capace di unirsi ad una certa quota di silice, e quindi formarsi dei vetri di calce, che dànno la fusibilità dell'argilla.

Non entreremo in particolari sopra le diverse varietà delle argille, le quali, come abbiamo detto, le presentano numerosissime a seconda delle roccie, da cui provengono. Abbiamo le *argille magnesiache*, una varietà delle quali è conosciuta dai geologi coll'appellativo di *argille scagliose*, sviluppate negli Appennini. Queste argille magnesiache non possono servire agli usi comuni delle argille, perchè contengono una gran quantità di acqua, inoltre non formano pasta con l'acqua come le argille comuni; possono però servire in certe industrie come terre digrassanti.

Una argilla assai curiosa la troviamo non più in accumuli ai piedi delle roccie, o in pseudostrati in mezzo ad alluvioni, ma in cavità, che s'incontrano nei terreni calcareo-argillosi, e prodotta per accumulamento in esse cavità lasciate dal calcare disciolto; essa è generalmente di colore giallo-rossastro intenso.

Dove le roccie feldispatiche sono in rapporto con degli elementi magnesiaci avviene lo stesso fatto dell'argillificazione. Ma l'argillificazione dei feldspati trascina seco la decomposizione anche dei silicati magnesiaci, ed è perciò che, dove queste roccie sono state più metamorfosate, troviamo le così dette *resiniti*, cioè concentrazioni di silice idrata, che è rimasta libera in seguito alla decomposizione del feldispato; per cui nello stesso tempo che si forma il silicato di allumina, si viene anche a costituire il carbonato di magnesio, e dappertutto dove troviamo la resinite, troviamo frequentemente dei depositi di carbonato di magnesio misto con silicato idrato magnesiaco, che conosciamo sotto il nome di *schiuma di mare*, in rapporto colle argille magnesiache, che possono formarsi.

Un'altra varietà di argille è il così detto *lhem* o *loess*, che in accumuli più o meno potenti troviamo nella collina di Torino, nella valle del Reno ed in altre località. Taluno inclina a considerare quest'argilla come un deposito meteorico.

Abbiamo poi le argille vulcaniche non come prodotti direttamente vulcanici, ma di decomposizione di roccie vulcaniche tutte feldispatiche. Questi ammassi argillosi ricevono il nome di *tufi vulcanici* e *pozzolane*, dando il nome specialmente di

pozzolane a quelle argille vulcaniche, che contengono del carbonato di calcio, e che servono agli usi del cemento ordinario.

I materiali sabbiosi, o quelli che si presentano formati da granuli, vanno distinti, e possono essere o incoerenti, oppure cementati specialmente per deposizione tra granello e granello o di carbonato di calcio o di silice. Le sabbie sono generalmente silicee, inquantochè la silice è il materiale che più resiste alle azioni chimiche e fisiche. Le sabbie cementate da un materiale interposto prendono il nome di *arenarie* allora quando i materiali granulosi sono ancora distinguibili, cioè possiamo constatare la natura dei granuli delle sabbie e quella del materiale cementante. In tal caso abbiamo delle roccie di origine chimico-meccanica. Le arenarie sarebbero materiali silicei cementati con carbonato di calcio. Esse, come vedremo, prendono nomi diversi secondo la natura degli elementi che le costituiscono. Si dà il nome speciale di *grès* alle arenarie cementate dalla silice. In questo caso la struttura della roccia presenta maggiore omogeneità, perchè havvi minore differenza tra la natura dei granuli ed il cemento.

Abbiamo poi i così detti *ciottoli*, che si distinguono in ciottoli comuni di torrenti e fiumi, con una forma ellissoidale tondeggiante, e in ciottoli di litorale marino, prodotti dal rimescolìo dei frammenti per opera delle onde, i quali assumono una forma sferoidale schiacciata. I ciottoli possono essere di diversa natura a seconda le roccie, da cui provengono; inoltre sono di diverse dimensioni, per cui ne deriva la distinzione in ghiaie grossolane, minute, ecc.

Le ghiaie cementandosi dànno origine ai *conglomerati*, roccie chimico-meccaniche. La cementazione può avvenire o per materiale calcareo, o per silice. Nel primo caso il cemento presenterà una resistenza minore, che non nel secondo. Si dà generalmente il nome di *conglomerato* a quell'ammasso di ciottoli cementati da materiale calcareo o calcareo-argilloso. La resistenza per parte del cemento può diventare in alcuni casi eguale a quella del ciottolo, ed in altri invece si verifica piuttosto lo spezzarsi del ciottolo che non il suo isolarsi, e ciò quando

il cemento è piuttosto siliceo; in questo caso si impiega il nome di *puddinga*.

La *breccia* è un agglomerato di frammenti angolosi. Avremo la vera roccia chiamata breccia, quando i frammenti vengono cementati da un materiale che può essere silice o carbonato di calcio. Qui non si verifica più il trasporto per mezzo di torrenti, perchè i detriti presentano gli spigoli ancora vivi; siffatti materiali si trovano ai piedi delle balze rocciose più o meno a picco. Abbiamo altra volta detto, che le roccie calcaree si trovano quasi sempre attraversate da fessure; ora le acque infiltrandovisi, avviene talvolta, che si formino dei frammenti, di cui i più piccoli sono in alto e i più grossi in basso. Interviene poscia, specialmente nelle roccie calcaree, il lavorìo della cementazione, inquantochè le acque, che filtrano a traverso, sciolgono del carbonato di calcio, che poi depositano sotto forma di cemento a costituire la breccia. Tali breccie troviamo pure al piede delle balze litorali scoscese. Una varietà curiosa di breccia trovasi in certe caverne, che furono in tempi non molto antichi abitate dall'uomo e poi da animali. Il fondo è costituito da rottami portati dalle acque passanti attraverso la caverna, ma insieme a quei rottami cementati da carbonato di calcio stalattitico si trovano delle ossa e delle scheggie in selce, che servivano anticamente all'uomo per la fabbricazione delle armi. Siffatti accumuli costituiscono le così dette *breccie ossifere*.

Abbiamo infine i materiali di origine glaciale; essi sono ancora materiali detritici di varia natura, che non formano vere roccie, ma costituiscono formazioni geologiche speciali, di cui ci occuperemo nella parte devoluta alla dinamica dei ghiacciai.

A chiudere la serie delle roccie subaeree vengono certe formazioni di origine organica, provenienti cioè da metamorfosi subìte da ammassi di residui organici terrestri, in conseguenza per la massima parte vegetali. Queste formazioni possono prender posto fra le roccie, tenuto conto del loro sviluppo ragguardevole indipendentemente dal loro valore di pratica applicazione. Siffatte formazioni di origine organica costituiscono il gruppo dei così detti *combustibili fossili* o *minerali*. I grandi ammassi di com-

bustibili fossili ci rappresentano diversi stadî di trasformazioni, cui andarono soggetti da epoche geologiche più o meno remote potenti accumuli di organismi vegetali. E non solamente noi dobbiamo riconoscere in questi depositi di combustibili fossili solidi accatastamenti di ammassi vegetali, ma forse converrà ancora ricondurre a quest'origine organica certe altre formazioni speciali e con caratteri particolari, certi ammassi di sostanze liquide o semiliquide, che vengono generalmente conosciute sotto diverse denominazioni, quali quelle di *olii minerali*, di *bitumi* o *sostanze bituminizzate*, di *asfalti*, ecc.

Se riflettiamo a che mediante la distillazione secca di sostanze vegetali, che possiamo operare artificialmente, si ottengono appunto certi prodotti solidi, che possiamo ben dire combustibili, e contemporaneamente si ha lo sviluppo in maggiore o minor copia di sostanze gazose idrocarburate, le quali ove si condensino possono benissimo presentarsi sotto forma di liquidi più o meno densi, sotto forma cioè di un qualcosa di molto analogo a quei prodotti, che troviamo in natura, e che diconsi olii, bitumi, asfalti minerali, se pensiamo a questo fatto, che succede sotto ai nostri occhi nella distillazione artificiale di vegetali, siamo portati ad ammettere, che per un processo analogo naturale quelle stesse sostanze possono provenire anche da ammassi vegetali.

Bisogna però subito osservare, che il processo di metamorfosi naturale nelle sostanze vegetali non corrisponde forse esattamente a quello artificiale di distillazione secca. Il processo naturale consiste probabilmente in una fermentazione della sostanza vegetale. Per questa fermentazione, che esige condizioni speciali di umidità, si ottiene la fissazione più o meno spinta del carbonio, parte costituente essenzialissima degli organismi vegetali, e la produzione in maggiore o minor copia di quelle sostanze idrocarburate, che vengono poscia eliminate e condensate in prodotti liquidi o semiplastici.

Ci avvalora in quest'opinione il fatto, che succede anche oggidì sotto ai nostri occhi in alcune località, dove la temperatura è bassa, ed il suolo presentasi piuttosto ricco di umidità.

Certi laghi, certe regioni paludose vanno ricolmandosi per generazioni e generazioni di una speciale ed abbondante vegetazione erbacea, che col tempo viene a costituirvi un materiale, il quale non presenta certo la consistenza, di cui è dotato il vero carbone, inquantochè proviene da vegetazione puramente erbacea, anzichè da accatastamento di materiali legnosi; ciononostante la sostanza, in cui si trasforma quella vegetazione erbacea, in un tempo anche relativamente limitato, i cambiamenti, cui essa andò soggetta, accennano ad un principio di quel fatto, per cui gli ammassi vegetali si trasformarono in carboni minerali; e si ha pure in tal caso la produzione di un certo materiale, cui puossi anche dare il nome di combustibile fossile. Intendiamo parlare della *torba*.

L'aspetto infatti che presenta la torba è precisamente quello di una sostanza erbacea secca più o meno fortemente compressa, e dotata di una colorazione brunastra più o meno intensa. Questo accenna evidentemente come alla sua formazione abbia concorso il fatto fisico-meccanico della forte compressione in sostanze vegetali erbacee, ma la sua tinta speciale, diversa da quella che può presentare l'erba secca comunque compressa, ci dice inoltre, come abbiano avuto luogo nello stesso tempo alcune modificazioni chimiche nella massa vegetale erbacea stessa. Queste modificazioni, che debbono essersi certamente verificate, e che hanno dato un nuovo aspetto al materiale prodottosi, possono venire sintetizzate nell'eliminazione, se non completa, almeno parziale dei prodotti volatili, che esistevano nella trama vegetale, eliminazione, per cui venne ad essere arricchito il quantitativo per cento di carbonio, che la materia organica vegetale prima conteneva, e nella formazione di sostanze bituminose, evidentemente provenienti da decomposizione della trama vegetale stessa. Orbene, questa trasformazione avviene bensì durante la distillazione secca, che noi possiamo operare artificialmente in vasi chiusi di sostanze organiche erbacee o legnose, ma in condizioni affatto differenti. Difatti in questo processo naturale di vera fermentazione non interviene come agente il calore, che potentemente concorre nella distillazione secca artificiale, anzi

dobbiamo riconoscere, che la formazione di questi combustibili fossili ha luogo a temperature piuttosto basse ed in presenza di una certa quantità d'acqua, la quale trovasi a ricoprire completamente la vegetazione erbacea o legnosa, oppure ad imbevere come una specie di spugna le zolle di erbe palustri.

Abbiamo in Italia delle torbiere, vale a dire dei depositi di siffatto materiale combustibile, di torba; esse però non si riproducono più, perchè se un tempo le condizioni del nostro paese permettevano la formazione della torba, le varianti climatologiche, che d'allora fino ad oggi si sono verificate, furono tali, da rendere non più possibile quella produzione. Lo stesso non possiamo dire per le alte ragioni alpine; quivi si hanno delle combe, dei laghi, invasi da vegetazione torbosa, che vi forma come un fondo elastico; e non è poco frequente l'incontrare di tali laghi o bacini lacustri, i quali vanno man mano scomparendo per costituirsi in ampie torbiere, che potrebbero con vantaggio essere utilizzate, se non fossero esorbitanti le spese necessarie al trasporto del loro prodotto in confronto del valore che questo ha in commercio. Le vegetazioni torbose, che si riscontrano invece ai piedi delle regioni alpine, vengono in certo modo utilizzate.

Facendo un confronto tra il modo con cui si presentano i depositi di torba e quello di tutti gli altri combustibili minerali, non si può non rilevare delle analogie, quantunque i veri depositi di combustibili fossili derivino dalla trasformazione di piante legnose, al contrario della torba. Cosicchè a noi pare di essere autorizzati ad ammettere, che pur presentandosi sotto aspetti diversi, tutti i depositi di combustibile fossile dipendono da materiali legnosi, i quali per una metamorfosi più o meno protratta hanno dato origine ai carboni minerali più o meno ricchi di carbonio fisso per un processo molto analogo a quello della torbificazione. Questo carbonio fisso trovasi ad essere in quota minore nella torba, paragonata agli altri ammassi di carboni fossili, ma ciò non ci dice altro, se non che in questi il processo speciale di fermentazione, la metamorfosi cioè, ha durato per un tempo più lungo, che non per la torba, e che

probabilmente se le torbiere d'oggidì venissero a trovarsi in identiche condizioni di antichità e di pressione a quelle, in cui si sono trovati i depositi di carbon fossile, nelle condizioni speciali, in cui trovaronsi questi, potrebbero anch'esse trasformarsi, se non in quello stesso carbon fossile, certo in qualche cosa di molto analogo, tenuto sempre conto però della struttura erbacea e non legnosa. Le torbe sono carboni fossili,che ci dànno il minor potere calorifico di tutti quei materiali, che vengono compresi sotto il nome di carboni fossili; e questa minor potenza calorifica ci indica appunto, che in quelle la fissazione del carbonio non potè farsi in quella scala, in cui s'è fatta per tutti gli altri combustibili fossili.

Si può stabilire una legge generale, che a seconda dell'antichità dei carboni fossili troviamo crescere o diminuire il loro potere calorifico per la ragione, che il processo di fermentazione, mirando alla fissazione del carbonio, ha potuto innalzare il quantitativo per cento di carbonio dei diversi carboni più o meno, secondochè il processo medesimo ha durato più o meno lungamente. Di questo abbiamo una prova nell'analisi quantitativa dei diversi combustibili fossili; essa ci indica precisamente una maggiore quota per cento in carbonio fisso in quelli, che riconoscono una origine più antica. E qui crediamo inutile far osservare, come sia precisamente il quantitativo per cento di carbonio fisso quello, che ci dà il maggiore o minor potere calorifico delle sostanze combustibili, perchè la vera sorgente di calore è l'ossidazione appunto del carbonio, quindi, quanto più per cento havvi di carbonio fisso, tanto maggiore sarà il potere calorifico, tanto più potente sarà il calore che si svolgerà colla combustione.

Ciò posto in quanto alle generalità dei combustibili fossili, passeremo ora in rapida rivista le diverse sostanze, che costituiscono i combustibili minerali.

Della torba abbiamo già parlato incidentalmente. In Danimarca ed in Irlanda si hanno torbiere, le quali si riproducono ancora oggidì. In quelle regioni la temperatura è sufficientemente bassa ed il suolo abbastanza umido, quindi è naturale,

che le torbiere si riproducano, che le diverse vegetazioni torbose di generazioni in generazioni possano trasformarsi in torba.

Nei depositi quaternarî, come geologicamente si chiamano, depositi dovuti ad azioni torrenziali, in quelle formazioni, che si sogliono chiamare coni di deiezione, e che ci indicano un lavorìo meccanico molto più potente delle fiumane che discendono dalle Alpi, troviamo in mezzo ai detriti, alle ghiaie, ai materiali di rovinìo, che costituiscono quei coni, degli ammassi di *legno fossile*, o *bituminizzato*, come si suol dire. Questo legno fossile per sua costituzione chimica presenta qualche cosa di analogo alla torba, vale a dire si può riconoscere, che il processo di fermentazione vi è stato portato fino a quel punto, che si può verificare nelle torbe, colla differenza però, che, provenendo esso da sostanze legnose, contiene maggior quantitativo per cento in carbonio, e può quindi servire in certa copia meglio assai, che non la torba, alla produzione di calore.

Presso la Stura di Lanzo, come pure nella Val d'Arno in Toscana, troviamo in certa quantità del legno bituminizzato, il quale ci dice, come la trasformazione del legno in combustibile fossile per via di speciale fermentazione ebbe cominciamento. Esso ci si presenta sotto forma di tronchi schiacciati; ciò che indica pure, come quel legno siasi trovato sottoposto a grandi pressioni. In alcuni casi si può, facendo una sezione, facilmente determinare il genere ed anche la specie della pianta, a cui appartiene, anzi vi sono dei frammenti, in cui si distingue ancora l'epidermide, la quale in alcuni casi può servire immediatamente alla determinazione della specie vegetale.

Dai legni bituminizzati passiamo alla famiglia dei veri *carboni fossili*, nei quali anche dall'aspetto esterno vediamo essersi aumentato il quantitativo per cento di carbonio fisso; la tinta nera e non più bruna che ci presentano, indica come il materiale legnoso, da cui provengono, abbia subìto una metamorfosi molto più protratta, molto più accentuata, che non nella torba e nei legni bituminizzati.

Abbiamo fra questi carboni fossili prima la *lignite*, che proviene in genere da piante legnose, anzi da essenze legnose

molto analoghe a quelle, che vegetano anche oggidì, cioè in predominanza piante fanerogame. Le ligniti datano però da epoche più antiche, che non le torbe, perchè le più giovani appartengono già al medio periodo dell'epoca terziaria, al così detto miocene. Nelle nostre colline, dove il miocene è molto sviluppato, si incontrano letti di lignite, sgraziatamente però non in copia così grande da poter essere estratta come in altre località. A Noceto, Cadibona e Bagnasco nelle Alpi Marittime, in Toscana, in Sicilia, in Sardegna ed altrove si hanno depositi assai abbondanti, i quali dànno luogo a non svantaggiose escavazioni. Sebbene già più ricca di carbonio, che non la torba ed il legno bituminizzato, la lignite ne contiene certo ancora un quantitativo per cento minore di quello, che troviamo nel carbon fossile ordinario, tantochè possiamo dire occorrere due volte tanto di lignite per ottenere quella quantità di calore, che ci può somministrare un determinato peso di carbon fossile ordinario. Questo prova come nella lignite il legno, che le ha dato origine, non ha subìto ancora una metamorfosi tanto accentuata; diffatti in certi casi non è difficile, sottoponendo all'osservazione microscopica una sezione di lignite, riconoscervi ancora la struttura legnosa.

Possiamo aggiungere, che dall'analisi quantitativa risulta nella lignite dal 55 al 60 0/0 in carbonio fisso; quindi, se partiamo dalla considerazione, che il legno contiene circa il 30 ed anche il 34 0/0 in carbonio, verremo alla conclusione, che se la lignite contiene maggiore quantità di carbonio fisso, che non il legno ordinario, la torba, ed il legno bituminizzato, e se perciò può meglio di questi servire nell'industria, specialmente per quelle regioni, ove si hanno depositi assai rilevanti, per altra parte è certo, che non si può senza svantaggio sostituire, come si crede da taluno, all'ordinario carbon fossile. Quindi se dev'essere per noi un rallegramento l'incontro di rilevanti depositi di lignite, converrà pur sempre aver di mira il fatto indubitabile, che se questa può servire agli usi industriali, porta però sempre con sè un consumo maggiore di materiale.

Vi sono parecchie varietà di lignite: alcune non sono molto

diverse dai legni bituminizzati, ed hanno ancora ben marcata la struttura legnosa; altre presentano già un aspetto più compatto; e finalmente si arriva a ligniti, che si avvicinano assai per compattezza e per aspetto esterno al carbon fossile ordinario. Hanvi ligniti, le quali si presentano con aspetto lucente, e sono appropriate per certi usi speciali; esse vengono in gran parte adoperate come materiale di ornamento, per la fabbricazione di ciò che comunemente è conosciuto col nome di *giaietto*.

Possiamo stabilire nelle trasformazioni cui va soggetta la sostanza legnosa vegetale diversi gradi: abbiamo anzitutto l'eliminazione dei materiali volatili, e specialmente dell'acqua, con un principio di fissazione del carbonio, e la produzione di sostanze bituminose, ed allora ci troviamo nelle condizioni di avere della torba o del legno bituminizzato; protraendosi la trasformazione, molti degli idrocarburi prodotti si eliminano, cresce la quota centesimale di carbonio fisso, ed arriviamo alla lignite. Procedendo ancora la trasformazione, altra copia di sostanze idrocarburate si produce per definitiva e completa decomposizione della sostanza vegetale ancora residua nella lignite, e cresce corrispondentemente il quantitativo per cento di carbonio fisso, costituendosi il *litantrace*. Anzi, se consideriamo il carbon fossile come prodotto di questa ulteriore fermentazione, troviamo come dalle ligniti si passi ad una specie di carbon fossile poco bituminizzato, al litantrace nelle sue diverse graduazioni, fra cui alcune così ricche di idrocarburi, come il *cannel-coal*, da poter servire benissimo per la fabbricazione del gaz illuminante; invero è noto, che per ogni kg. esso è capace di dare come prodotto volatile oltre a 200 litri di gaz illuminante.

Ma se supponiamo poi, che la trasformazione si protragga ancora, questi stessi idrocarburi formatisi per ulteriore decomposizione della trama vegetale alla lor volta se ne vanno essi pure, e passiamo così gradatamente ad un carbon fossile magro, meno ricco di sostanze bituminose, ma atto benissimo alla produzione di calore; è desso il carbone, che si adopera nelle macchine a vapore e per gli usi domestici sotto il nome di *litantrace antracitico*. Per un'azione più protratta ancora passiamo a litantraci più magri ancora.

Nei litantraci il quantitativo di carbonio fisso arriva fino al 75, all'80 e più 0/0.

Troviamo in seguito l'*antracite*, che presenta una tinta nera, non però così intensa come nei litantraci. L'antracite di più ha struttura speciale, è molto friabile, ed ha un aspetto quasi metallico, molto diverso dal carbon fossile ordinario. Se facciamo l'analisi quantitativa dell'antracite, potremo trovarvi fino all'87 ed all'88 0/0 di carbonio fisso. Se sottoponiamo l'antracite alla distillazione, non abbiamo quasi più nessun prodotto volatile, nessun bitume. Questo vuol dire, che per trasformazione molto inoltrata si sono già eliminate dalla sostanza vegetale tutte le materie bituminose formatesi; e difatti l'antracite si trova appartenere a terreni di formazione molto antica. Le antraciti, siccome contenenti maggior quantitativo per cento di carbonio fisso, pare dovrebbero avere un potere calorifico maggiore, che non tutti gli altri carboni fin qui considerati; orbene questo non è sempre. Se l'antracite ha potere calorifico superiore a quello della torba e della lignite, per altra parte ha potere calorifico minore di alcune varietà di litantrace, e specialmente di quelle ricche di idrocarburi. Questo fatto si spiega notando, che nell'antracite non si hanno sostanze bituminose, idrocarburi, che invece abbondano nel litantrace, e, come tutti sappiamo, l'idrogeno, che si ossida, produce una quota di calore ben superiore a quella del carbonio in egual peso, il quale eccesso si deve aggiungere a quella quota prodotta dal carbonio fisso, che si abbrucia. Indipendentemente poi dalla quantità di calore svolgentesi nel litantrace e non nell'antracite pel fatto puro e semplice della combustione dell'idrogeno in quello contenuto, dobbiamo poi in questa spiegazione tener conto di altre circostanze di ordine fisico. L'antracite diffatti è un carbon fossile molto fragile, a struttura speciale, talora pseudo-cristallina, ed esige perciò un mezzo speciale per la sua accensione; di più per la sua friabilità si formano dei pezzi più piccoli, dei frammenti, che interponendosi ad altri più grossi, vi impediscono il libero accesso e la circolazione dell'aria. Occorrono quindi forni speciali, ove si possa operare quasi un continuo rimaneg-

giamento della sostanza, e dove si possa far pervenire e circolare in copia l'aria atmosferica; le quali cose, certo svantaggiose, fanno sì, che l'antracite, quantunque più ricca in carbonio fisso del carbon fossile ordinario, non è adoperata in tutti quegli usi industriali, per cui si ricorre a questo, il quale, invece si accende con molta maggiore facilità, producendo fiamma che aiuta certamente la combustione stessa.

Riguardo all'origine dei carboni fossili abbiamo già premesso qualchecosa, ma ci riserbiamo di parlarne più a lungo nella geologia storica. Intanto, come già dicemmo, per la torba non può essere messa in dubbio l'origine terrestre, perchè vediamo formarsi ancora oggidì depositi torbosi perfettamente identici. Per i legni bituminizzati, per le ligniti, per il litantrace e per l'antracite non si può mettere in dubbio, che il materiale vegetale originario sia pur terrestre; in conseguenza, qualunque siasi l'ubicazione di loro formazione, noi dobbiamo ritenere tutti questi materiali di origine prettamente terrestre, e quindi comprenderli tra le roccie subaeree.

Più antico dell'antracite ci si presenta un materiale, che non è più un vero combustibile fossile, per la sua poca attitudine ad abbruciarsi coi mezzi ordinarî, ed è una sostanza speciale, che chiamasi *grafite*, e che serve alla fabbricazione delle matite per la proprietà che ha di lasciare un'impronta nera sulla carta. È una sostanza costituita quasi completamente da carbonio puro; infatti il quantitativo di esso vi arriva fino al 97 0/0; le materie inquinanti però, conviene avvertirlo, non sono più idrocarburi, ma sostanze diverse dipendenti dalle roccie, in cui si trovano i depositi di grafite. Inoltre il carbonio fisso, che vi ha nella grafite, non trovasi più allo stato amorfo, come nei combustibili fossili, ma invece vi è con una struttura scarsamente cristallina, in scagliette dipendenti, pare, dal sistema romboedrico. Lo stato speciale in cui trovasi il carbonio nella grafite fa sì, che questa non può più prestarsi alla combustione coi mezzi ordinarî, epperò non trova posto tra i combustibili minerali. Possiamo però fare un passo di più, e dire, che probabilmente la grafite ci rappresenta sostanze vegetali, che

hanno subìto un lavorìo di metamorfosi molto più prolungato di quello che si verifica nell'antracite. Trovasi infatti la grafite in terreni molto più antichi di quelli, in cui troviamo i combustibili fossili; cosicchè può darsi benissimo, ch'essa non rappresenti, che l'ultimo limite di fissazione di carbonio preesistente nelle sostanze vegetali con un accenno alla cristallizzazione.

Allo stato poi prettamente cristallino il carbonio l'avremmo nel *diamante*; e chissà, che questo materiale non rappresenti l'ultimo limite possibile di trasformazione di sostanze vegetali, formando l'ultimo termine di una serie che comincia dal legno ordinario.

Sul meccanismo di origine dei combustibili fossili diremo nella geologia dinamica, parlando dell'azione degli organismi.

Accenneremo di volo agli *olii minerali*, *bitumi* e *asfalti*, che rappresentano generalmente sostanze idrocarburate tanto più dense ed inspessite quanto più protratta ne è la posteriore ossidazione, dagli olii minerali o petrolii fino all'asfalto naturale.

Non è ben certa l'origine delle lenti, delle falde liquide di petrolio, che si incontrano in diversi periodi geologici, come non è ben certa l'origine degli asfalti, che si trovano in alcune regioni. Secondo alcuni sarebbero prodotti vulcanici, basandosi sull'osservazione, che in alcuni vulcani si presentano produzioni di siffatte sostanze. Secondo altri invece, e secondo il maggior numero dei geologi, sono prodotti di una eliminazione naturale dai combustibili fossili.

È indubitabile, che i vulcani producono degli idrocarburi; ma è molto più facile ammettere, che gli idrocarburi liquidi e solidi possano provenire da distillazione e fermentazione delle sostanze vegetali. Se diamo uno sguardo ai combustibili fossili, troviamo come si passi gradatamente dal legno al carbon fossile ed all'antracite, e da questa alla grafite, mediante eliminazione prima di acqua, e poi di sostanze idrocarburate, che si formano a spese degli elementi della sostanza vegetale. Questa trasformazione graduale, che possiamo ottenere con mezzi artificiali, perchè non potè compiersi in natura? E dove vanno le sostanze bituminose prodottesi per tale trasformazione? Havvi

nulla di strano ad ammettere, che tali prodotti idrocarburati siano il risultato del condensamento degli idrocarburi eliminantisi dalle sostanze vegetali durante il processo di fermentazione, per cui si originarono i combustibili fossili.

La questione non è risolta ancora; ma se teniamo conto del materiale, di cui ci serviamo per ottenere artificialmente il gaz illuminante, non ci parrà strano, che anche in natura questa specie di distillazione abbia potuto compiersi, o che siasi compiuto qualcosa di analogo; per cui, se non possiam dire, che anche i bitumi e gli olii minerali siansi prodotti per lo stesso fatto, con cui noi estragghiamo dal *cannel-coal* il gaz illuminante, possiamo però sospettare con ragione, che in gran parte siansi prodotti per una speciale eliminazione di quelle sostanze nell'atto della fermentazione degli accumuli vegetali.

Infine converrà dire ancora qualcosa sul *guano*. Sulle coste occidentali dell'America del Sud si hanno delle regioni, in cui la pioggia è assolutamente sconosciuta. Vi hanno in quelle regioni delle isole, che si possono dire formare il ritrovo di uccelli viaggiatori marini, conosciuti sotto nomi diversi. Alla sera quegli uccelli vanno ad appollaiarsi su quegli scogli; da secoli le deiezioni, i cadaveri, le uova che si rompono finirono per formarvi uno strato di materiale molto ricco di sostanze solubili, dove, tra le altre, abbondano le combinazioni di ammoniaca, della calce, della potassa e della soda, cogli acidi urico e fosforico. Se la pioggia visitasse quelle regioni, essa avrebbe spogliato quello strato dei materiali solubili; ma siccome le pioggie vi sono quasi sconosciute, si hanno così delle formazioni di grande potenza, rappresentate unicamente da quei depositi misti di deiezioni, di uova putride e di resti di cadaveri, allo stesso modo che in alcune caverne della Sardegna si hanno strati costituiti da deiezioni di pipistrelli.

Ci siamo occupati finora di roccie, che si trovano oggidì press'a poco nelle loro condizioni originarie, che risultano dall'azione di agenti esterni, e che si produssero alla superficie delle terre emerse. Di più abbiamo osservato il fatto, che di

siffatti materiali alcuni dimostrano un'origine chimica, vale a dire provengono dalla precipitazione di sostanze disciolte si nelle acque alla superficie o nel sottosuolo, ed altri che presentano un'origine meccanica, cioè formatisi per il semplice accumulo di materiali detritici provenienti dallo sfacelo dei rilievi terrestri. A questa duplice serie abbiamo poi visto potersene aggiungere una terza intermedia costituita da materiali di origine chimico-meccanica. Gli accumuli di ghiaia, di sabbia, di fango, sono il prodotto di un'azione meccanica; un'arenaria, oppure una ghiaia, che si è trasformata in conglomerato, ci rappresenta un materiale di origine chimico-meccanica pel fatto della cementazione avvenuta posteriormente. Abbiamo esaminato infine una quarta serie di materiali subaerei dipendenti dall'azione degli organismi, cioè tutti quei prodotti, che hanno un'origine più o meno evidente dagli organismi.

Dobbiamo ora riconoscere nelle roccie subacquee, appartenenti alla seconda categoria delle roccie esogene, una possibile divisione identica a quella adottata per le subaeree, ammettendo però certe differenze dipendenti dall'ambiente di loro formazione. Il fatto della cementazione si presenta più frequente e più spiccato nelle roccie subacquee, che non nelle subaeree, contenendo le acque dei mari e dei laghi in soluzione i materiali atti a questa cementazione. Le acque dei mari non solamente colla loro pressione aiutano ad avvicinarsi gli elementi incoerenti, ma vi depositano pure i materiali minerali, che contengono in soluzione, per cui il fatto della cementazione si può considerare come un fatto necessario nelle roccie subacquee, mentre non lo è per le roccie subaeree. Verifichiamo poi nell'aspetto, nella disposizione, nell'assetto, che presentano i materiali subaerei una differenza notevolissima dal modo, con cui si presentano le roccie subacquee. Un fiume, straripando, porta con sè una gran quantità di ciottoli; cessando la piena, questi materiali non possono più essere trasportati a distanza, e vengono perciò a costituire delle alluvioni. È naturale, che in questo abbandono rapido del materiale trasportato da una corrente non possa aver luogo la separazione degli elementi che lo costituiscono

a seconda del loro peso e del loro volume; ma se immaginiamo un miscuglio di ghiaia, di melma, ecc. che venga portato fino al mare, allora si verificherà il fatto, che si depositeranno sul fondo prima i ciottoli più pesanti, poi i ciottoli più fini, indi le sabbie grossolane, le sabbie fine, e ultima la melma, e potranno rimanere ancora delle sostanze disciolte, che a loro volta si precipiteranno chimicamente. Dunque in questo caso havvi il tempo sufficiente, perchè avvenga, nell'atto in cui quei materiali vanno a fondo, la loro ripartizione secondo il peso ed il volume; si costituiranno quindi sui fondi marini delle stratificazioni, che saranno ben distinte le une dalle altre. Da ciò possiamo vedere, come dei materiali di origine subacquea, che formano le roccie sedimentarie, stratificate, si possa fare una divisione analoga a quella adottata per le roccie subaeree.

Vi sono delle sostanze disciolte nelle acque dei mari e dei laghi, che possono rimanere in tale stato per un tempo più o meno lungo, ma poi si verifica qualche circostanza, che impedisce ogni ulteriore stato di soluzione; oppure vi sono dei materiali non solubili nell'acqua, ma che possono rimanere più o meno lungamente sospesi nella massa acquea, e che poscia per la legge di gravità finiscono per andare a fondo. Ecco quindi formate le roccie subacquee di origine chimica, o di origine meccanica. Vi sono d'altra parte dei materiali di precipitazione meccanica, che sono accompagnati con dei materiali di precipitazione chimica; così hanvi delle argille, che si depositano in un'acqua carica di carbonato di calcio; si formerà quindi sul fondo non più uno strato di sedimentazione chimica, ma un prodotto di origine mista, cioè chimico-meccanica. Alla superficie della terra infine gli organismi riescono a dar luogo a prodotti minerali dipendenti dalla loro trasformazione così estese da costituire delle vere roccie di origine organica; similmente nelle acque degli oceani si possono costituire delle roccie prodotte per opera di organismi.

Ciò premesso, passiamo in rivista le roccie, che appartengono alla prima categoria, cioè quelle che mantengono ancora i loro caratteri originarî, che sono prodotte dagli agenti esogeni in seno a

delle grandi masse acquee, divisibili in organiche ed inorganiche. Tra le inorganiche comincieremo da quelle di origine chimica, da quelle cioè, che risultano da materiali solubili. Questi materiali solubili sono tre: il *salgemma*, il *gesso* ed il *carbonato di calcio*.

Il *salgemma* si trova nella media proporzione di 27 00/00 nelle acque del mare. Per eliminazione dell'acqua in seguito ad evaporazione si può formare sul fondo un deposito di salgemma, intercalato con dei depositi petrosi formatisi posteriormente. I giacimenti di salgemma, come possiamo averne esempio nelle miniere di Cordova in Spagna ed il alcune miniere in Italia ed in Polonia, qualunque sia l'aspetto che presentano o per la loro purezza, o per la miscela con altri materiali, tutti rivelano un'origine marina, perchè certi loro caratteri dimostrano, che il salgemma era anticamente disciolto nelle acque del mare. È vero che in alcune eruzioni vulcaniche ha luogo uno sviluppo di acqua carica di cloruro di sodio; ma questo avviene in vulcani vicini al mare, e che perciò possono aver comunicazione colle acque marine, le quali possono quindi passare allo stato di vapore e trascinare seco del cloruro di sodio. Se studiamo giacimenti importantissimi, e fra questi quello di Vielicska in Polonia, troviamo, che il salgemma si trova misto a sostanze, le quali oggidì si trovano pur disciolte nelle acque del mare; di più gli spessori di queste sostanze stanno press'a poco come le proporzioni, nelle quali sono oggidì rappresentate le sostanze stesse nelle acque del mare; cosicchè possiamo ammettere in tesi generale, che i più importanti giacimenti di salgemma non rappresentano che depositi sedimentarî marini di origine chimica.

Il salgemma costituisce dei giacimenti, che corrispondono press' a poco a tutte quante le epoche geologiche. A cominciare dalle più antiche e venire fino ai depositi quaternarî, incontriamo di siffatti sedimenti. Questo ci dice, come le oscillazioni, che hanno prodotto scomparse di mari, ebbero luogo in diverse epoche geologiche.

Il *gesso* è solfato di calcio contenente una certa copia di

acqua. Esso trovasi nelle viscere terrestri come roccia assai abbondante sotto forma di lenti o strati, che possono presentare degli aspetti diversi. In Italia havvi una zona, che è caratterizzata dalla presenza del gesso, accompagnato quasi sempre dal salgemma, dal solfo e dal petrolio. Il solfo vi si trova in tale copia, che quasi quasi si potrebbe dire meritare esso in Italia l'appellativo di roccia. Questa zona, che comincia dal principio dell'Appennino, in prossimità delle Alpi Marittime, discende tutto lungo i versanti nord-est ed est dell'Appennino stesso, per ricomparire nella vicina Sicilia; essa è di tale importanza, che nelle disposizioni prese per la carta geologica d'Italia, si fece per siffatta zona un piano geologico apposito.

Secondo alcuni il gesso si sarebbe depositato dalle acque del mare nello stesso modo, con cui si deposita il carbonato di calcio; ma secondo altri esso proverrebbe da una vera trasformazione del carbonato di calcio per opera di sviluppi di idrogeno solforato. L'acido solfidrico dà luogo ad anidride solforica, che trovandosi in rapporto colla melma calcarea ne scaccia l'anidride carbonica, e si ha così la trasformazione del carbonato di calcio in solfato di calcio.

In alcune località riscontransi lenti di gesso, che si presenta in cristalli molto sviluppati, come per esempio, nelle vicinanze di Parigi. Se percorriamo le falde Appenniniche troviamo delle lenti di gesso cristallino, in cui i cristalli arrivano ad un volume considerevole. In Sicilia si trovano pure dei grossi cristalli di gesso. A Parigi nella stessa località, dove trovansi cristalli di gesso, havvi pure del gesso sotto forma di roccia compatta, che costituisce uno dei migliori materiali di costruzione per quelle località. In altri giacimenti troviamo il gesso non più in grossi cristalli, ma in masse costituite da tanti piccoli cristalli saldati insieme, cioè con struttura saccaroide. In altri casi il gesso si trova niviforme, terroso, incoerente, giacimenti, che si presentano da lungi sotto la falsa apparenza di falde nevose. Altre volte troviamo il gesso sotto una forma che rassomiglia a quella delle marne: sono le *marne* così dette *gessose*, che in alcune località d'Italia si presentano

ricche di filliti e di ittioliti; siffatte marne presentano alcune volte anche dei grossi cristalli di gesso sparsi nella massa. Finalmente una forma speciale di gesso l'abbiamo in Italia rappresentata dal così detto *alabastro di Volterra*, che deve essere ben distinto dall'alabastro calcareo. L'alabastro gessoso si lavora con grande facilità, non essendo la sua durezza superiore a 2.

Un'altra specie di solfato di calcio sarebbe l'*anidrite*, solfato di calcio anidro. Questa roccia, di cui troviamo degli sviluppi assai potenti nelle nostre Alpi, costituisce un materiale petroso a struttura cristallina, che può servire per alcuni usi, e come materiale di costruzione, e le varietà sufficientemente resistenti possono servire anche come materiale ornamentale. L'anidrite forma dei banchi, degli strati, delle lenti non molto sviluppati come quelli di gesso, purnondimeno di un certo rilievo.

Lo studio di questa roccia è di una certa importanza per la trasformazione che essa subisce a contatto dell'aria, o in certe località, dove le acque penetrano nell'interno; l'anidrite allora si trasforma in gesso niviforme. Ora è chiaro, che un siffatto cambiamento non può compiersi, se non con aggiunta di acqua, che aumenta certamente il volume della roccia; d'altra parte i materiali idrati godono d'una resistenza minore in confronto degli anidri; ecco dunque perchè i lavori di costruzione che si fanno in banchi di anidrite non godono di grande solidità. Consimili sono le condizioni, in cui si trova l'imbocco nord della galleria del Fréjus.

Un materiale molto più abbondante del salgemma, del gesso e dell'anidrite è il *calcare*. Nel fondo dei mari si costituisce del carbonato di calcio in banchi talora molto potenti. Il calcare di origine chimica si riconosce dalla sua omogeneità di struttura; si presenta compatto, senza quasi traccia di cristallizzazione e soventi colorato da ossidi metallici; generalmente però la sua colorazione è bianca. Siffatti calcari puri non cristallini sono calcari di origine chimica. Ma avviene talora, che il carbonato di calcio contiene del bitume, ed allora si hanno calcari di color scuro, che percossi dànno odori caratteristici.

Vi sono calcari, che contengono una forte quantità di carbonato di magnesio; in allora essi prendono il nome di *calcari dolomitici*. La *dolomia* rappresenta un carbonato di calcio ricchissimo di carbonato di magnesio. Ciò non toglie però, che in mezzo alle masse dolomitiche si possano incontrare dei cristalli di carbonato di calcio e magnesio in proporzioni fisse, presentanti quindi il vero carattere della *dolomite*.

Veniamo ora a dire delle roccie di origine meccanica. Qui riscontransi materiali più o meno fortemente cementati, cioè portati allo stato di vere roccie. Se si tratta di un materiale fangoso, la pressione delle acque d'ogni intorno basta per farlo passare allo stato di una vera roccia; se un materiale ghiaioso, poco alla volta gli elementi vengono a cementarsi per sostanze, che si precipitano negli interstizî. Siffatta cementazione può avvenire in due modi, o per autocementazione, o per cementazione esogena. L'acqua può sciogliere parte del materiale detritico, e per successiva deposizione formare il cemento, ed allora si avrà l'autocementazione; oppure l'acqua, che filtra attraverso una ghiaia o ad una sabbia, può deporre dei materiali tolti da altre località, ed allora si avrà la cementazione esogena.

Anche per le roccie di origine meccanica possiamo ammettere la divisione, che abbiamo ammessa per le roccie subaeree. Quindi si hanno le argille subacquee, le quali presentano press'a poco le stesse varietà delle subaeree, giacchè esse non sono altro, che le subaeree portate al mare, dove si sono depositate in modo da formare degli strati. Di tali argille si hanno una quantità di esempî a cominciare dai terreni secondarî e venire fino ai quaternarî. Hanvi ad esempio le *argille turchine*, che si trovano nell'Astigiano. Che queste argille siano di origine marina, lo provano i resti organici, che vi si trovano commisti.

Ora il fatto della compressione, che avviene per opera delle acque che gravitano sopra i banchi fangosi, determina evidentemente un modo di assettamento delle argille subacquee del tutto diverso da quello, che presentano le subaeree. Nelle argille subacquee possiamo trovare di quelle trasformate in vere lastre dure, che hanno preso il nome di *argilloschisti*. Sono

argille, che hanno subìto un metamorfismo prodotto dal semplice fatto della pressione con intervento forse di sostanze consolidanti; sotto la pressione si sono laminate ed indurite. Questi argilloschisti sono varî nel loro modo di presentarsi per le loro tinte; così havvene dei neri, di quelli colorati in rosso per la presenza di ossido di ferro, di grigi, di giallognoli, ecc.; vi sono argilloschisti, che contengono una certa quantità di bitume, e che possono perciò servire alla fabbricazione di un gaz illuminante; altri che servono per la fabbricazione di matite; altri impiegati per arrotare i ferri e conosciuti sotto il nome di *novaculiti;* schisti ricchi di pirite, i quali per decomposizione possono dare dei solfati alluminosi; altri infine per essere resistenti alle intemperie possono servire come materiale tegolare.

Passando ora a materiali ad elementi più grossolani, hanvi le *arenarie*, quando i granuli sono cementati da carbonato di calcio. Alcune arenarie presentano però il cemento siliceo, ed allora prendono il nome di *grès*. Vi sono delle arenarie, che hanno un cemento calcareo-argilloso e che contengono delle pagliette brillanti di mica, e sono quelle che costituiscono il così detto *macigno*. Sonvi altre varietà di arenarie: così, ad esempio, la *molassa serpentinosa* della nostra collina di Torino. Vedremo in seguito come le arenarie prendano nomi speciali e possano essere considerate come forme caratteristiche di una data epoca geologica. Si dà infine il nome di *arcose* ad un'arenaria formata da granuli feldispatici.

Vengono in seguito le *puddinghe* ed i *conglomerati*, rispondenti alle roccie analoghe, che già studiammo come subaeree; ed a queste aggiungiamo ancora le *breccie subacquee*, molto meno frequenti però.

Tutte queste roccie sono a considerarsi meccaniche, pel modo di origine dei frammenti, e chimiche per la loro cementazione. Dobbiamo aggiungere però alle roccie chimico-meccaniche subacquee le *marne* ed i *calcari argillosi*.

Tutti i calcari, che contengono una certa quota di argilla, per cui assumono una tinta giallastra o grigiastra, che può arrivare fino al nero, sono di origine chimico-meccanica, in-

quantochè l'elemento calcareo che precipita è nello stesso tempo trascinato dalle argille, che si depositano contemporaneamente. Questi calcari possono presentare degli aspetti curiosi. Ad essi appartiene il *calcare alberese* dell'Appennino. I calcari argillosi godono di proprietà pregiate per l'industria; quando sono sottoposti a cottura dànno la calce così detta idraulica.

Le *marne* non sono altro, che calcari argillosi, in cui predomina l'argilla e che presentansi con un aspetto più terroso che lapideo.

Possiamo dunque formare come una scala a partire dalle argille ed andare al carbonato di calcio puro, passando per diverse gradazioni di miscugli dell'una e dell'altra sostanza. Le marne si distinguono facilmente dalle argille per l'aspetto fisico esterno, ed inoltre per il fatto di produrre effervescenza con un acido. Sotto l'azione degli agenti atmosferici le argille formano una specie di fango, mentre le marne si dividono in poliedri, che richiedono un tempo abbastanza lungo per ridursi in piccoli frammenti.

Abbiamo in ultimo le roccie subacquee di origine organica; tra queste dobbiamo mettere i *calcari zoogenici*, cioè quelli originati per opera di animali. Alcuni di essi sono estremamente ricchi di fossili di determinati generi e specie, come le così dette *lumachelle*, il *calcare a cerizî* di Parigi, il *calcare nummulitico*, o a nummuliti, l'*ippuritico*, o ad ippuriti, e tanti altri, che costituiscono veri orizzonti geologici, e che rammenteremo nella parte storica della geologia. Abbiamo ancora delle estese formazioni rappresentate da *calcari madreporici*, opere di organismi analoghi a quelli, che oggidì costruiscono gli *atolls*, le isole e le scogliere madreporiche. Abbiamo infine il calcare bianco terroso conosciuto sotto il nome di *creta*.

Le roccie, di cui ci siamo finora occupati, rivelano evidente la loro origine per opera degli agenti esterni, sia che abbiano avuto per campo di formazione la superficie delle terre emerse, che fondi dei mari; in ogni caso sono sempre azioni esterne,

che hanno determinato la loro formazione. Dobbiamo ora passare allo esame di roccie dipendenti da azioni endogene, roccie, che provengono dalle profondità terrestri.

È naturale, che queste roccie, pel fatto stesso per cui vengono a giorno per vie anormali, vale a dire per comunicazioni coll'interno, debbano presentarsi con caratteri diametralmente opposti a quelli delle roccie, che abbiamo esaminato finora. In esse non potremo trovare traccia di materiali detritici, non traccie di resti organici; di più l'assetto loro generale sarà assolutamente diverso da quello, che presentano le roccie esogene, le quali sono generalmente stratificate.

Lasciamo per ora la questione se le roccie endogene rappresentino il prodotto di fenomeni aventi loro sede a poca profondità dalla superficie terrestre, oppure nella massa centrale terrestre; nel caso attuale possiamo piuttosto fare una considerazione. Abbiamo veduto le roccie esogene rappresentare un gruppo ben determinato per certi caratteri, che rivelano in modo evidente la loro origine esogena; vediamo ora delle roccie, che per caratteri speciali, particolarmente per composizione mineralogica, ci dicono chiaramente, che provengono dalle profondità della massa terrestre; caratteri, che non potranno mai lasciar confondere quelle roccie con altre di diversa origine. Per le roccie endogene, che ora studieremo, i caratteri sono pure ben distinti. Questi due gruppi di roccie non hanno nulla a che fare l'uno coll'altro; dipendono da forze diametralmente opposte, le une agenti all'esterno e le altre agenti nell'interno del globo.

Esaminiamo dapprima le roccie endogene, che si trovano nelle loro condizioni di origine. Dal quadro di classificazione precedentemente adottato risulta la divisione possibile del gruppo delle roccie endogene in due categorie: in *attuali* cioè ed *antiche*. Questa divisione è puramente cronologica, non verificandosi tra le roccie vulcaniche antiche ed attuali una vera differenza di costituzione mineralogica.

Cominciamo dalle roccie endogene attuali. Le roccie vulcaniche attuali ricevono il nome generico di *lave*, le quali sono su-

scettibili di divisione a seconda la loro natura mineralogica. Vi sono anzitutto le *lave acide* e le *lave basiche*. Questa divisione sta nel rapporto dell'ossigeno della base con quello dell'acido. Sono lave acide quelle costituite quasi unicamente da feldispati; se al feldispato invece si unisce come minerale essenziale nella costituzione della roccia un altro minerale, che è generalmente il pirosseno, allora avremo le lave basiche. Nella costituzione delle lave acide non esssendovi che feldispato, potremo perciò chiamarle *lave feldispatiche*; le lave basiche al contrario potremo chiamarle *lave pirosseniche*. Possono ricevere però altri nomi: così le lave feldispatiche diconsi anche *lave bianche* o *leucostine*, perchè, sottoposte a fusione, i vetri o smalti, che dànno, sono generalmente bianchi; invece le lave basiche, contenendo del pirosseno, assumono una tinta nera, e sottoposte a fusione, esse dànno dei vetri scuri, perciò diconsi anche *lave nere* o *tefrine*. Non dobbiamo però arrestarci al colore esterno, che può presentare una lava, giacchè abbiamo per esempio delle lave nere, che pure appartengono alla serie delle lave bianche, perchè la colorazione scura è un fatto dipendente dalla struttura, per cui la luce, penetrando in tali sostanze, dà per effetto luminoso apparente una tinta nera; ma se fondiamo questi materiali neri, otteniamo dei vetri bianchi. Se colla fusione otteniamo dunque dei vetri neri, allora abbiamo a che fare con delle lave basiche, o nere, o pirosseniche; se invece dei vetri bianchi, allora siamo certi, che havvi la presenza del feldispato o di un materiale analogo, ed abbiamo le lave bianche, o acide, o feldispatiche.

Le lave nere sono costituite da feldispati e da pirosseno augite, quest'ultimo sotto forma di particelle cristalline, che sono sparse nella massa feldispatica, per cui l'aspetto della roccia diventa omogeneo, e la tinta unitamente nera o grigio-scura. Queste lave possono scindersi in diverse famiglie a seconda la natura del feldispato che contengono. Stando ai minerali essenziali, il pirosseno non varia, ed è, come dicemmo, l'augite; il feldispato invece può essere rappresentato da labradorite, feldispato di soda e calce, ed allora abbiamo le *lave doleritiche;* se vi si aggiunge la nefelina, feldispato di soda e potassa, allora ab-

biamo le *lave nefelino-doleritiche*. Poi hanvi le così dette *lave basaltiche*, perchè corrispondono ai basalti, roccie vulcaniche dell'antichità. Per composizione chimica non vi ha differenza tra le lave nefelino-doleritiche e le basaltiche, si distinguono solo per la maggiore compattezza ed omogeneità della massa di quest'ultime. La leucite è un feldispato di potassa, che corrisponde all'ortose dei graniti, colla differenza, che quella è monometrica, mentre questo è monoclino; nel caso della presenza della leucite si avranno le *lave leucitiche*.

Abbiamo dunque le lave nere, che sono divisibili in quattro famiglie a seconda della specie del feldispato rappresentato.

Le lave bianche sono costituite unicamente da feldispato; il feldispato anche in questo caso può presentare delle varietà. Abbiamo le *lave sanidiniche*, cioè costituite dal feldispato sanidino, che non è altro, se non una varietà di feldispato potassico monoclino. L'ortose dei graniti è in cristalli alcune volte sviluppatissimi, mentre che il sanidino si presenta in granuli cristallini, che vengono a saldarsi insieme, e dànno alla massa un aspetto vetroso granulare. Poi abbiamo le *lave oligoclasiche*, per la presenza dell'oligoclasio, che è un feldispato di soda e calce. Se all'oligoclasio si aggiunge l'albite, feldispato di soda, abbiamo le *lave andesitiche*.

Tanto le lave nere basiche, quanto le bianche acide presentano delle varietà numerosissime sotto il punto di vista della loro struttura.

Nei trattati si suol dire, che le lave rappresentano materiali fusi provenienti dalle viscere terrestri. Ora si è ben lungi da questo stato di cose; se le lave fossero prodotti fusi, si presenterebbero tutte sotto forma di vetri, giacchè se sottoponiamo a fusione qualunque lava, otteniamo per risultato della fusione un vetro. Generalmente le lave sono di struttura cristallina; costituite da tanti granuli cristallini saldati insieme; tale struttura non rivela per nulla uno stato originario di vera fusione, ma qualche cosa di diverso, che esamineremo appunto nella dinamica endogena; ciò non toglie però, che in alcuni casi speciali e per azioni posteriori localizzate possano le lave presentare prodotti vetrificati.

Alla famiglia delle *lave vetrose* o *riolitiche* appartiene l'*ossidiana* o *vetro vulcanico*. Una varietà dell'ossidiana può considerarsi la *pomice*, vero vetro vulcanico filato per iniezione di vapori; e frammezzo alle due forme abbiamo lo stato intermedio di *perlite*, ossidiana, nella quale si presentano delle aree pomicizzate. Può considerarsi come vetrosa la *lava scoriacea cellulosa*. Se lo stato di vetrificazione è incompleto per modo da non avere una massa ad aspetto realmente vetroso, ma sibbene compatta, omogenea, priva di struttura cristallina, variamente colorata, abbiamo allora le *lave retinitiche* in genere, e *fonolitiche* in ispecie, se divisibili in lamine dotate della proprietà di produrre un suono sotto l'urto.

Se le lave sono state soggette ad una decomposizione, allora secondo la loro natura chimica presentano delle varietà di prodotti, quali i *tufi*, le *pozzolane*, ecc.

Le lave si presentano generalmente a costituire coni vulcanici, oppure dighe nella massa degli stessi.

Le lave antiche differiscono dalle lave odierne pel fatto, che quasi mai presentano un cono vulcanico: sono prodotte da materie, che sono uscite fuori per grandi lacerazioni, e si sono riversate sui fianchi allagando le superficie sottostanti.

Venendo ora a dire della seconda categoria delle roccie endogene, delle antiche cioè, vediamo anzitutto, che alle lave bianche feldispatiche corrispondono le *trachiti*, ed alle lave nere basaltiche corrispondono i *basalti;* la differenza sta solo nell'antichità. Inoltre i basalti e le trachiti presentano una struttura cristallina più marcata, che non le lave. Nella famiglia dei basalti possiamo fare le stesse divisioni delle lave nere: così havvi la *dolerite*, che sarebbe costituita, come le lave doleritiche, di feldispato labradorite cioè e augite; sostituendo in parte al feldispato labradorite il feldispato nefelina, abbiamo la *nefelino-dolerite*. Vi sono basalti, che non differiscono dai suaccennati, se non per una maggiore compattezza, e sono i veri basalti. Finalmente abbiamo i *leucitofiri*, che sono basalti ricchi di feldispato leucite.

I basalti sono interessanti per la struttura, che assunsero. Essi si presentano sotto forma di tanti colonnati prismatici più o meno grossi. Tale struttura speciale dipende dal modo di origine, raffreddamento e contrazione della massa. Una caratteristica del basalto è quella di contenere il peridoto od olivina.

Il basalto va soggetto a decomposizioni argillose, ed allora si arriva alla costituzione degli *argillofiri.*

Le *trachiti* poi sono divisibili in diversi tipi a seconda la natura del feldispato. Viene in prima linea la *trachite sanidinica*, la più abbondante; in seguito hanvi le *trachiti oligoclasiche*, o *domiti*, e le *andesitiche*, ad albite ed oligoclasio. Le forme vetrose costituiscono le *trachiti riolitiche* colle annesse *retiniti* e *fonoliti antiche*, conosciute anche sotto il nome di *pietre picee.* A seconda poi di elementi accessorî si possono annoverare le *trachiti quarzifere*, le *trachiti pirosseniche* e molte altre varietà.

La seconda classe delle roccie è costituita da materiali, i quali non presentano così evidenti i caratteri di loro formazione al punto da non potersi riunire nè alle roccie perfettamente sedimentarie, nè a quelle indubbiamente eruttive; ciò che implica per alcuni di essi una certa dubbiezza sul loro modo di origine, che può dare adito ad interpretazioni diverse. Diffatti, se consideriamo le varie famiglie delle roccie appartenenti a questa seconda classe, troviamo in alcune rappresentata in parte la struttura fisica delle roccie vulcaniche, e contemporaneamente qualche piano di stratificazione a somiglianza delle roccie stratificate; altre invece sono affatto prive di qualsiasi traccia di stratificazione, trovandosi invece in grandi ammassi come le roccie vulcaniche od eruttive, e senza piani di separazione, che possano indicare in esse un'origine sedimentaria anche complicata. Si hanno in questa classe materiali molto analoghi a quelli delle roccie eruttive per composizione mineralogica, ma per altra parte differiscono per la struttura, inquantochè si presentano più ampiamente cristalline; vale a dire mentre nelle lave, nelle trachiti e nei basalti si verifica in genere una struttura cristallina gra-

nulare, nei graniti, nelle dioriti e nelle sieniti, appartenenti appunto alla classe che consideriamo, si ha invece una struttura cristallina marcatissima. Infine poi troviamo una categoria di roccie della seconda classe ancora, le quali presentano non solo una struttura cristallina ben marcata, ma ancora distinti i piani di stratificazione, o di separazione. Per cui siamo nel dubbio, in quanto trattasi dell'origine delle roccie di questa seconda classe, e siamo indotti a farci domanda, se debbansi considerare come roccie metamorfiche, cioè come roccie sedimentarie, che hanno poi subìto tali modificazioni da allontanarsi anche di molto dalle roccie di origine indubbiamente sedimentaria, fino a presentare anche assai marcati alcuni caratteri delle roccie eruttive, delle roccie indubbiamente vulcaniche, oppure se non debbansi considerare piuttosto come forme speciali di roccie eruttive. Ecco la questione. Facciamo intanto tale considerazione, che ci verrà poi molto in acconcio, quando tratteremo della geologia dinamica.

Se prendiamo una roccia cristallina, che si presenti come una roccia sedimentaria, la quale abbia subìto notevoli cambiamenti nella sua struttura fisica e nella sua costituzione mineralogica, e la mettiamo in confronto con un porfido, evidentemente riesce difficile immaginare, che l'origine di entrambe quelle roccie sia identica, vale a dire riesce difficile l'ammettere, che i porfidi debbano presentarsi come roccie metamorfiche, ed immaginare un complesso di modificazioni tali da trasformare una roccia sedimentaria al punto da far scomparire tutti i caratteri di sedimentarietà e da farla rassomigliare ad una roccia perfettamente eruttiva. È un fatto, che i porfidi si presentano con la stessa composizione mineralogica, con la medesima struttura e talvolta anche collo stesso aspetto delle roccie indubbiamente vulcaniche, ed al punto, che nella descrizione delle roccie riesce certo molto difficile il separare le vulcaniche dalle porfiriche; pure havvi un distacco tra queste e le metamorfiche, e distacco tale, che riesce quasi a dar ragione a quelli, che ammettono i porfidi come roccie state emesse dalle viscere terrestri. Ma v'è un'osservazione a fare:

si suole tener conto dell'analoga composizione mineralogica tra i graniti e i porfidi, e tra questi e le lave in genere; e tant'è vero che i porfidi si presentano coll'istessa composizione mineralogica delle roccie vulcaniche, che nel maggior numero dei casi si potrebbe stabilire una serie parallela di lave antiche od attuali con i porfidi.

Ora questo è vero; ma facciamo ancora osservare, che i materiali sedimentarî in fin dei conti si riducono a delle argille e a delle sabbie, tenendoci alle roccie ad elementi fini, a quelle che possono subire metamorfosi più marcate; hanvi la silice e l'allumina e con queste tutti gli elementi chimici di svariata natura, che possono inquinare le sabbie e le argille. Abbiamo quindi il modo, chimicamente parlando, di costituire un granito, un porfido; vogliamo dire, se sottoponiamo all'analisi chimica un porfido ed un'argilla, non troviamo, che una differenza, in favore del porfido, d'una quota maggiore di silice, e in favore del porfido ancora di una quota di elemento alcalino, cose che mancano nell'argilla, perchè, provenendo essa da alterazioni chimiche di roccie feldispatiche in genere, e di porfidi in ispecie, quei certi elementi mancanti vennero eliminati pel fatto istesso dell'argillificazione. Allora dunque se si aggiungessero la silice e l'elemento alcalino, che mancano all'argilla, questa ritornerebbe ad avere tutti gli elementi necessarî per formare un feldispato, con gli opportuni movimenti di cristallizzazione. Ora i porfidi sono appunto costituiti da feldispato, per cui in ultima analisi non abbiamo nei porfidi, che gli elementi delle roccie sedimentarie più comuni, cioè delle argille, le quali, originate da un feldispato, potrebbero alla loro volta dar origine ai porfidi. Per le roccie granitiche poi la quota di quarzo in aggiunta potrebbe provenire da metamorfosi di materiali non solamente argillosi, ma ben anco sabbiosi.

Perchè dunque non si potrebbe ammettere, che siano le argille, siano le sabbie, provenienti dalla decomposizione delle roccie feldispatiche sotto l'azione di agenti chimici e fisici, questi elementi argillosi e sabbiosi, e specialmente i primi, non si trovino in condizioni tali da riacquistare quegli elementi,

che loro mancano per ricostituire i feldispati? Perchè non potrebbe darsi, che nell'atto, in cui esse fanno questo riacquisto, il quale non può certo avvenire senza un rimescolìo della massa, tale rimescolìo si traduca in un cambiamento di struttura, in un fatto di vera cristallizzazione?

È certo, che se noi potessimo fare una sezione attraverso alla massa solida terrestre in certe località, ove tutti fossero rappresentati i diversi piani geologici, troveremmo le argille cambiarsi prima in argilloschisti, poi in micaschisti, quindi diventare graniti, e passare di poi allo stato di roccie feldispatiche pure e semplici, per arrivare così dalle argille gradatamente fino ai porfidi, i quali in circostanze speciali nelle viscere terrestri potrebbero costituire i materiali lavici, ed in tal forma venire di nuovo a giorno.

È questa l'idea da taluno esposta sotto il nome di *circolazione delle roccie*, idea che connette magnificamente l'armonia delle funzioni, che si compiono nel mondo inorganico costituente il globo terrestre, con quelle che si compiono nell'organico. Avverrebbe così una circolazione completa dei materiali inorganici, rocciosi, i quali, partendo dalla superficie del globo, si farebbero via via sempre più profondi per subire modificazioni tali da passare allo stato di roccie di apparente dubbia origine, essere portati a delle grandi profondità, donde ritornare poi a giorno un'altra volta sotto forma di lave, di roccie eruttive in genere, per ricominciare nuovamente il ciclo. Ecco una grande questione, in cui starebbe la soluzione dei più interessanti problemi geologici; su di essa ritorneremo, quando dovremo parlare del metamorfismo delle roccie.

Passiamo ora rapidamente in rivista i materiali rocciosi di questa seconda classe, i quali possono in parte mantenere ancora i caratteri distintivi delle roccie sedimentarie, ma talmente modificati, che noi non possiamo più ammetterli nella vera classe di queste ultime. Dessi sono divisibili in due gruppi a seconda che le modificazioni furono probabilmente così spinte da obliterare tutti i caratteri della origine sedimentaria, e da impartire un aspetto eruttivo, ovvero che la metamorfosi non riuscì a cancellare il carattere di stratificazione.

Un primo gruppo sarà costituito da materiali rocciosi, che non presentano più in modo alcuno i caratteri originarî di sedimentarietà, mancano cioè in essi quei minerali, i quali ordinariamente si depositano, e quindi si trovano negli strati delle roccie di sedimento, come sarebbero i calcari, le sabbie, le argille; oppure questi materiali possono benissimo esistere, ma talmente modificati, da costituire delle nuove specie minerali. In queste roccie non havvi stratificazione, tutt'al più si hanno de' piani di separazione, che si possono spiegare diversamente, anzi essi soventi sono diretti in modo diverso del come richiederebbe la vera stratificazione; mancano in modo assoluto i fossili; e infine presentano una struttura cristallina eminentemente marcata.

Nel secondo gruppo poi troviamo ancora roccie con una struttura cristallina eminentemente accentuata; abbiamo in esse materiali, che ancora non sono quelli delle roccie indubbiamente sedimentarie, e non presentano traccie di fossili. Troviamo però più o meno evidente la stratificazione. Su queste roccie perciò non havvi dubbio di sorta; esse sono certamente roccie esogene, subacquee o subaeree, le quali hanno subìto profonde modificazioni. Per quelle invece del primo gruppo siamo davvero nel campo delle ambiguità.

In molte classificazioni litologiche si trovano le roccie del primo gruppo messe sotto l'appellativo di *roccie idroplutoniche*, chiamando invece *vulcaniche* quelle di origine indubbiamente vulcanica, e che descrivemmo precedentemente. Secondo quelle classificazioni le roccie eruttive si verrebbero a dividere in due categorie distinte, e propriamente in roccie vulcaniche ed in roccie idroplutoniche, riservando la prima denominazione alle sole roccie di origine indubbiamente vulcanica, e l'ultima a quelle, che essendo molto probabilmente eruttive, la loro uscita a giorno avvenne in circostanze speciali, per cui si verificarono in esse notevoli cambiamenti; perchè appunto si diceva, che i graniti ed i porfidi non sono altro, senonchè lave, le quali vennero deiette sotto pressione di grandi masse acquee. Noi non sappiamo fino a qual punto ciò si possa riconoscere come vero;

intanto noi descriveremo a parte questa categoria di roccie; e comincieremo dai *graniti*.

Abbiamo tutta una serie di roccie, che vengono sotto l'appellativo di *roccie granitiche*, appellativo, che ci dice come la loro struttura sia eminentemente cristallina, assai marcata, per modo che l'assieme della massa si presenta come una riunione di grani perfettamente distinguibili gli uni dagli altri. Di più esse non sono roccie semplici, bensì costituite da minerali diversi, i quali, se tutti a struttura granulare cristallina, presentano però proprietà fisiche diverse, per cui riescono facilmente riconoscibili nella massa della roccia.

Nelle roccie del tipo granitico si presentano sempre due minerali costanti, variabile un terzo; i due che sono sempre rappresentati in ogni roccia granitica sono il feldispato ed il quarzo; quello variabile può essere mica, ed allora abbiamo il *granito tipico*, può essere *amfibolo* verde scuro o nero, e in tal caso avremo la *sienite*, oppure un silicato idrato di magnesia, ed allora si ha il *protogino*.

Abbiamo dunque nella struttura del granito granuli abbastanza grossi da poter distinguere gli uni dagli altri i tre elementi costitutivi del granito stesso. Esaminiamo un frammento di granito tipico. Vediamo anzitutto una sostanza bianca opaca, a faccettine lucenti di sfaldatura: essa è il feldispato, e propriamente il feldispato ortose; poi in mezzo a tale pasta opaca hanvi dei granuli vetrosi, a frattura irregolare, scabra, che rappresentano il quarzo; vi troviamo poi sparse delle particelle laminari, delle scagliette estremamente brillanti, dotate di una tinta variabile: sono pagliette di mica. La mica è facilmente distinguibile per le sue proprietà, di essere cioè sfaldabile, in scagliette dotate di uno splendore notevole e d'una tinta variabile, flessibili poi ed elastiche se alquanto sviluppate.

Si può avere granito fino, comune, grossolano, a seconda dello sviluppo che presentano i granuli della massa.

Abbiamo detto che il feldispato, che si presenta nel granito, è l'ortose; talora, ma non come necessaria, si trova commista anche l'albite, feldispato di soda triclino, e talvolta in tale copia

da potere avvalorare l'idea di dare un nome speciale ad un siffatto granito, che invece di denominarsi semplicemente *granito albitifero*, si vorrebbe indicare col nome di *granito a doppio feldispato*, cioè ad ortose ed albite. Si trova in queste condizioni il granito nostro più conosciuto, quello di Baveno, di Alzo, ecc. Nella Lombardia si dà il nome appunto di *miarolo* a questo granito a doppio feldispato. Se ne ha di qualità diverse: del bianco e del roseo.

Al feldispato ortose si sostituisce talora l'oligoclasio, ed allora si fa passaggio ad un'altra roccia. È nell'Engadina, sul versante Svizzero delle Alpi occidentali, dove si trova specialmente il granito a contenere una copia tale di quel feldispato da costituire una vera varietà. Essa si dirà *granito oligoclasico.*

In un'altra varietà di granito troviamo una struttura tutta speciale, per cui oltre alla pasta granitica ordinaria, vi si trovano sparsi dei grossi cristalli di feldispato ortose, come elemento disseminato accessorio. Questa varietà ha una certa importanza geologica, inquantochè pare essere tale struttura speciale distintiva delle roccie granitiche più antiche delle nostre Alpi; essa ha ricevuto il nome speciale di *granito porfiroide.* Nella Lombardia si indica questa varietà di granito colla denominazione di *serizzo ghiandone*, perchè quei cristalli diffusi accessoriamente nella massa, quei nuclei si presentano talvolta così sviluppati da rappresentare veramente un qualcosa di ghiandolare.

Fin qui ci siamo occupati di varietà dipendenti solo dal presentarsi di nuovi elementi o da differenze di struttura. Si hanno pure varietà di granito dipendenti dalla mancanza, o dal trovarsi in deficienza taluni elementi. Tale il *granito pegmatitico*, o la *pegmatite,* in cui la mica viene a far difetto. Con questa varietà ci avviciniamo già di molto alla condizione dei porfidi quarziferi, i quali in fin dei conti non sono, che ammassi di feldispato, in cui trovansi sparsi granuli di feldispato cristallino, di quarzo e d'altre sostanze.

In un'altra qualità di granito troviamo mancare il feldispato, anzichè la mica; ed abbiamo allora il *granito jalomictico*, o la

jalomicte, ammassi di quarzo e mica, i quali si trovano generalmente in venature nel granito comune.

Quando il granito si presenta con una pasta così fina da non più permettere la chiara distinzione dei tre elementi, feldispato, quarzo e mica, i quali purnondimeno esistono, abbiamo quella varietà, che si chiama *granulite*, *leptinite*, o *eurite granitica*, e che rappresenterebbe il magma granitico.

Per la presenza di materiali accessorî abbiamo poi il *granito tormalinifero*, contenente dei cristalli di tormalina ben distinguibili per la loro tinta nera; il *granito sienitico*, o *amfibolico*, che contiene una certa quota di amfibolo come materiale accessorio; la *miascite*, granito contenente, anzichè l'ortose, un feldispato di soda, che dicesi eleolite, da non confondersi coll'albite, di cui discorremmo più sopra; la *tonalite*, granito così detto, perchè costituisce una gran parte del Monte Tonale, e risulta formato da quarzo e mica con una certa quota di amfibolo e di un feldispato speciale, cui si dà pure il nome di *tonalite*.

Un secondo tipo di roccie granitiche, come vedemmo, è la *sienite*, che è un granito, in cui sono rappresentati ancora il feldispato ortose ed il quarzo, ma invece della mica troviamo dei cristalli fibrosi di amfibolo orneblenda. In generale la sienite ha resistenza molto maggiore agli agenti esterni ed agli urti, che non il granito comune, ed è perciò, che in alcuni usi speciali, come per rotaie ed imbasamenti, si preferisce questa roccia al granito comune. Questo vantaggio che presenta la sienite è dato dal fatto, che l'amfibolo per sua natura si presenta già più resistente, più tenace, che non la mica, e di più essendo l'amfibolo orneblenda in cristalli allungati, ne viene un intrecciamento degli elementi, che non è possibile ottenere con lamine di mica, le quali al contrario sono facilmente sfaldabili. L'amfibolo orneblenda ha tinta verde-scura, quindi la sienite si presenta con un colore verde-scuro, che può però variare alquanto. Possiamo citare come tipica quella della Balma, località del Biellese.

La sienite può presentare un gran numero di varietà a se-

conda la sua struttura più o meno fina. Una varietà degna di nota e abbondante nel Biellese è il così detto *granone*, sienite, in cui si trovano sparsi dei nuclei di feldispato ortose cristallino, precisamente come vedemmo in una varietà di granito, nel *serizzo ghiandone*.

Si hanno poi varietà dovute alla presenza di materiali eterogenei: tale la *sienite zirconifera*, che trovasi specialmente nelle Alpi Graie; e la *sienite micacea*, che troviamo a Traversella, roccia che può chiamarsi contemporaneamente granito e sienite, inquantochè, come nel granito comune si ha la mica, e come nella sienite l'amfibolo.

Un'altra roccia del tipo granitico, e che ha importanza per noi, inquantochè possiamo dire ch'essa costituisce il maggior massiccio montuoso delle nostre Alpi, è il *protogino*, roccia granitica, che costituisce la massima parte della catena del Monte Bianco. Il protogino è realmente un granito, in cui però alla mica si è sostituito il talco, o la clorite. Possiamo ancora distinguervi i tre elementi, che lo costituiscono.

Si ha pure del protogino a grana fina, il quale rappresenterebbe l'*eurite protoginica*.

Una varietà ancora di protogino contiene grossi cristalli di amfibolo, e costituisce quindi come un tratto di unione fra il protogino e la sienite.

Noi possiamo arbitrariamente, per nostra comodità di studio, fare dei piani di divisione fra le roccie, ma in natura le cose non succedono così. Abbiamo stabilito tre categorie ben distinte, ben caratterizzate, ma in natura non abbiamo consimili separazioni nette tra l'una e l'altra categoria, sibbene si verifica un passaggio graduato da una all'altra. Così abbiamo il granito, che fra le sue varietà finisce per presentarsi come granito sienitico, poi della sienite granitica, e della sienite, che gradatamente passa alla varietà di sienite protoginica, e del protogino, che finisce per differire ben poco dal vero granito.

Dopo le roccie granitiche ben caratterizzate hanvi le roccie *porfiriche*. È molto difficile poter stabilire una netta distinzione sui caratteri esterni dei porfidi, inquantochè tutti si rassomi-

gliano, e tutti sono essenzialmente costituiti da feldispato in cristalli o in pasta omogenea. Infatti un porfido si presenta come una pasta omogenea, in cui sono sparsi dei granuli cristallini di altra sostanza, che in genere è ancora un feldispato; ciò non toglie però, che vi possano essere contenute altre sostanze inquinanti. Dunque in genere un porfido risulta da una pasta feldispatica omogenea, che contiene dispersi numerosi cristalli di feldispato; e non potendosi distinguere i diversi feldispati gli uni dagli altri per i caratteri esterni, conviene ricorrere ai caratteri cristallografici e chimici. Diciamo che i porfidi si rassomigliano tutti, perchè la ricchezza di tinte, di cui essi godono generalmente, è data non dalla diversità dei feldispati, ma da materiali eterogenei, che vi entrano accessoriamente. Egli è perciò, che quando si vuol fare uno studio esatto dei diversi porfidi, bisogna ricorrere per forza all'analisi chimica. In vista di ciò noi dobbiamo contentarci di alcuni caratteri e di nozioni più tecniche che pratiche.

Diremo dunque, che i porfidi sono costituiti da feldispati, i quali si presentano con pasta omogenea diversamente colorata, nella quale stanno diffusi dei cristalli di altri feldispati, od anche dello stesso feldispato, che costituisce la pasta del porfido, ma isolato e distinto dalla pasta medesima, od ancora costituiti da feldispati commisti a sostanze diverse. Quindi noi possiamo teoricamente dividere i porfidi secondo i feldispati, da cui essi risultano costituiti.

Quattro sono i principali feldispati, che entrano più frequentemente nella composizione dei porfidi:

1°. L'ortose, a base di potassa; e allora i porfidi ch'esso costituisce prendono il nome speciale di *porfidi ortofiri* — *firo* è la desinenza che si dà generalmente a tutte le roccie porfiriche;

2°. L'albite, a base di soda, feldispato triclino, costituisce i *porfidi albitofiri*;

3°. La labradorite, feldispato a base di soda e calce, dà i *porfidi labradofiri;*

4°. L'oligoclasio, feldispato a base di soda e calce, da cui risultano i *porfidi oligofiri.*

Fra i porfidi ortofiri si hanno alcune varietà di una certa importanza: tale il *porfido rosso antico*, che troviamo spesso rappresentato in preziosi monumenti; esso presentasi costituito da una pasta violacea, feldispatica, nella quale si vedono tante macchiette bianche, pure feldispatiche. Si hanno dei porfidi ortofiri, i quali contengono una certa quota di quarzo, e diconsi perciò *ortofiri quarziferi*. Ed ecco quindi un anello di passaggio tra i porfidi e la pegmatite, granito, in cui, come vedemmo, viene a far difetto l'elemento micaceo. Abbiamo il *porfido elvan* di Cornovaglia, che presenta delle pagliette di mica; ecco quindi un porfido micaceo formare altro anello di congiunzione col granito. Altri porfidi presentano, oltre a granuli di quarzo, delle pagliette amfiboliche; onde il passaggio graduale dei porfidi alle sieniti. Hanvi dei porfidi, che si presentano come una pasta vetrosa avente molta analogia colla massa che costituisce le così dette retiniti; e quindi possiamo dire, che come abbiamo delle trachiti, che riproducono all'esterno i caratteri dei porfidi, così abbiamo le *petroselci*, o *retiniti porfiriche*, che fanno passaggio alle trachiti riolitiche o vetrose. Ecco dunque una forte analogia tra i porfidi e le roccie vulcaniche; e siccome per altra parte si verificano anche alcuni tratti d'unione tra i porfidi ed i graniti, così è tracciato il passaggio dei graniti ai porfidi ed alle roccie vulcaniche.

È questo appunto che dà qualche ragione a quelli, che vogliono riconoscere nei porfidi e nei graniti materiali eruttivi, come lo sono quelli costituenti le roccie vulcaniche, ma in condizioni un po' differenti. Si aggiunga a questo, che i porfidi si presentano alcune volte disposti come in colate, a formare delle specie di gradinate; si hanno allora i porfidi così detti *trappi*, presentanti delle cellulosità, le quali d'ordinario si presentano riempite di minerali, che sono generalmente feldispati idrati, conosciuti in mineralogia col nome di *zeoliti*. Ora un porfido che presenta di queste cellulosità, secondochè esse sono piene o vuote, si verifica di esso una grande analogia colle roccie vulcaniche scoriacee. Queste forme porfiriche ricevettero il nome di *trappi amigdaloidi*. Alcune di queste roccie amigdaloidi presentano i vani riempiti di silice idrata; in tale condizione sono le amigdaloidi dell'Oberstein, da cui provengono le agate più comuni.

Quando un porfido presenta un aspetto argilloso prende il nome di *argillofiro.*

Ciò che dicemmo per gli ortofiri riguardo alle varietà, si può ripetere per tutti gli altri porfidi. Notiamo solo fra i labradofiri la varietà detta *melafiro,* che vorrebbe dire *porfido nero* o *porfido scuro;* in alcuni casi però presenta una tinta grigio-violetta, come si hanno esempî in certe località del Biellese, e nelle vicinanze del lago di Lugano. Una varietà curiosa ancora di labradofiro è quella che dicesi *minetta;* essa contiene una grande quantità di pagliette di mica. L'elemento mica può essere sostituito in alcuni casi da un altro minerale, che apparentemente è molto analogo, ma che è un pirosseno, il diallaggio. Questo è il minerale che entra nella costituzione di una roccia, che, come vedremo, dicesi *eufotide*, e che apparterrebbe alla categoria delle roccie diallaggiche, amfiboliche e pirosseniche. Ciò avvertimmo per notare ancora un'analogia anche tra le roccie porfidiche e le amfiboliche e pirosseniche.

Riuniremo in un'ultima categoria tutte quelle roccie, che contengono un minerale magnesiaco assai sviluppato ed indispensabile alla loro costituzione, dotate di forme massiccie, senza vera stratificazione apparente. Chiameremo questa categoria *delle roccie magnesiache.* Tali roccie sono suscettibili di divisione in varie famiglie, che passeremo rapidamente in rivista, cominciando da quella, che comprende i materiali rocciosi conosciuti col nome generico di *dioriti.*

Abbiamo in tali roccie sempre la presenza dell'amfibolo orneblenda. Le dioriti presentano forme varie dipendenti dalla struttura, la quale si presenta diversa a seconda che l'elemento feldispatico è più o meno distinto dall'elemento amfibolico; in alcune l'amfibolo si presenta in cristalli ben distinguibili, immersi in una pasta feldispatica; in altre invece trovansi dei cristalli di amfibolo ridotti a tenuissime dimensioni e confusi indistintamente cogli elementi della pasta feldispatica; in altri casi poi gli elementi amfibolici o feldispatici si concentrano in masse sferoidali di sviluppo variabile tra pochi

millimetri e qualche centimetro di diametro, e si hanno allora le *ovarditi*, le *varioliti dioritiche*, la *diorite orbicolare di Corsica*, ecc.

Un'altra varietà di diorite, che contiene dei cristalli di granato, è la *diorite granatifera*.

Altre volte la diorite si presenta come una massa omogenea d'una tinta uniforme, generalmente verde scura; in questo caso i due elementi, feldispatico ed amfibolico, formano una pasta compatta, e si ha la varietà conosciuta col nome di *afanite*.

Abbiamo poi una roccia, che rassomiglia alla diorite, e che prende nome di *diabase;* essa presenta analoghe varietà, e ne differisce per la natura del feldispato, inquantochè nella diorite si riscontra il feldispato albite con oligoclasio, nella diabase invece è la labradorite che rappresenta il feldispato.

Alle roccie diabasiche appartengono l'*ofite* dei Pirenei, o *porfido verde antico*, o *prasofiro*, e l'*ofitone*, che sarebbe l'istessa forma a grana più grossa. Il porfido verde antico è una bella pietra ornamentale di pasta verde variabile con sezioni bianche regolari di cristalli feldispatici risaltanti sulla tinta di fondo.

Tanto le dioriti, che le diabasi possono presentare la sostituzione parziale di pirosseno all'amfibolo, facendo così passaggio alle roccie pirosseniche.

Tra le roccie contenenti un pirosseno abbiamo l'*eufotide*, o *granitone*, costituita da feldispato labradorite compatta, nella sua varietà detta *Saussurrite*, e di pirosseno diallaggio. Questo è dotato talora di un color verde smeraldo, che esposto agli agenti atmosferici va via scomparendo; in tal caso abbiamo la *eufotide a smaragdite*.

Si può vedere una analogia tra le eufotidi e le roccie vulcaniche antiche o moderne costituite analogamente di labradorite e pirosseno augite.

In queste roccie eufotidiche, che si trovano in rapporto col terriccio coperto di vegetazione selvatica, la decomposizione avviene molto rapidamente, per cui si vengono a costituire, per eliminazione di silice, quei noduli di resinite, di giobertite e di magnesite, oltre a tutto un complesso di argille magnesiache,

che sono conosciute con nomi diversi, e che provengono dalla decomposizione di roccie, che contengono calce e magnesia nei silicati costituenti.

L'eufotite può presentare anche la forma variolitica. Negli Appennini, e specialmente nell'Appennino Bolognese, si trovano degli ammassi di eufotide, che sporgono attraverso i terreni più recenti; il pirosseno di queste eufotidi presenta un aspetto molto simile a quello del diallaggio, ma con tinta bronzina; esso ricevette il nome di *iperstene*, e la roccia quello di *iperite.*

All'eufotide si connettono le *eglogiti* e le *onfaciti*, che non sono altro, se non eufotidi granatifere ed amfiboliche, talora colla presenza di mica.

Abbiamo infine una roccia molto interessante sotto il punto di vista scientifico, ed è la *lherzolite.* Essa ricevette tal nome dalla località di Lherz nei Pirenei, dove fu trovata per la prima volta. È costituita da diallaggio e peridoto, a cui si aggiunge un silicato magnesiaco idrato, che però può anche mancare, ed è l'enstatite, che probabilmente non è, se non un principio di idratazione della roccia stessa, oppure un risultato di alterazione avvenuta nei due minerali peridoto e diallaggio. Oggigiorno si propende a considerare alcune serpentine come prodotte da alterazione della lherzolite. Questa roccia, chiamata anche *dunite, peridotite, olivinite*, presenta una grandissima tenacità. Una caratteristica di questa forma petrografica si è di presentare talora delle piccole masse tondeggianti nere, grosse come la capocchia d'uno spillo, costituite da cromito di ferro. La lherzolite si presenta con struttura variabile dalla grossolana alla molto fina. La costituzione della lherzolite rivela una specie di passaggio dalle roccie, di cui ci occupiamo, ai basalti, i quali, come vedemmo, hanno per caratteristica di presentare cristalli di peridoto.

Un'ultima famiglia di roccie magnesiache è rappresentata dalle *serpentine* massiccie. Esse hanno colore verde, e sono costituite da un silicato di magnesio idrato. Questa roccia ora presenta un bel color verde, ora una tinta verde giallastra, come alcune serpentine della Valle d'Aosta; altre volte la serpentina si pre-

senta con una tinta bianco-verdiccia, come sarebbe la serpentina che si riscontra nelle vicinanze di Lanzo.

Vi sono poi la *serpertina diallaggica* e la *serpentina bastitica*, a seconda della presenza di laminette di diallaggio, o di bastite, idrosilicato magnesiaco anch'essa.

Havvi poi una speciale serpentina di colore verde pomo, che ricevette il nome di *serpentina nobile*. Ed in ultimo la *serpentina fibrosa*, confusa talora coll'asbesto, amfibolo faciente passaggio all'amianto.

Un fatto abbastanza curioso nelle roccie serpentinose si è la loro attitudine a fratturarsi intimamente nella massa. È un materiale tenace, ma per sforzi che si esercitano nelle masse montuose serpentinose, queste si riducono in frantumi, che mantengono i loro spigoli vivi, e che possono venire cementati in seguito o da silice, o da carbonato di calcio, formando così le breccie chiamate *ofisilici* ed *oficalci*, breccie, che non devono però confondersi colle breccie ordinarie subaeree.

Un secondo gruppo in questa classe di roccie metamorfiche, come ci piace chiamarla, nella quale, ammesso la struttura cristallina, la mancanza di resti organici in genere, e la presenza di minerali cristallini come nel gruppo precedente, si mantiene però intatta la disposizione a strati. Qui indubbiamente si tratta di roccie sedimentarie modificate non al punto da cancellare tutti i caratteri originarî. Ora come queste roccie, di cui ci occuperemo, riproducono in massima la composizione mineralogica delle precedenti, alle quali fanno insensibile, graduato passaggio, così noi siamo avvalorati a sospettare, che graniti, porfidi, dioriti, eufotidi e serpentine, cioè le roccie del gruppo precedente, massiccie, si debbano considerare come il risultato di più energico e completo metamorfismo.

Abbiamo dapprima la roccia chiamata *gneiss*, che è un granito per la sua composizione mineralogica, presenta cioè del feldispato ortose, del quarzo e della mica, solo che in questo caso gli elementi sono disposti laminarmente, per cui ne viene la facile separazione in tante falde, cioè si determina quella

struttura speciale che dicesi *schistosità*. Verificandosi siffatta struttura in quasi tutte le roccie di questo gruppo, esse si possono anche chiamare *schistose*, o semplicemente *schisti cristallini*.

Il gneiss presenta due varietà, *recente* ed *antico*; l'antico presenta ordinariamente grossi cristalli di feldispato ortose diffusi nella massa, formando un analogo al granito porfiroide; esso è il più antico della nostra catena Alpina. Nei gneiss recenti possiamo notare una differenza marcata, perchè oltre ad essere più ricchi di mica e di quarzo, non presentano quasi mai la porfiroideità, bensì in genere una struttura più fina.

Tutte le varietà che presenta il granito le troviamo riprodotte nel gneiss.

Il gneiss riguardo alla struttura può presentare moltissime varietà a partire dai gneiss antichi e venire fino ai recenti, in cui abbiamo i *gneiss euritici*, dove non sono perfettamente distinguibili i tre elementi.

Per la colorazione si verificano anche grandi varietà.

Riguardo alla presenza di materiali eterogenei hanvi il *gneiss sienitico*, o *amfibolico*, il *gneiss protoginico*, o *archesina*, che starebbe al protogino come il gneiss sta al granito, cioè in questo caso si aggiunge del talco, per cui si ha un passaggio al protogino.

Vi sono dei *gneiss granatiferi*, come quelli che sono così sviluppati al S. Gottardo.

Può avvenire, che il gneiss perda il suo feldispato, ed allora si passa gradatamente ad un'altra roccia schistosa, formata da mica e quarzo, detta *micaschisto*. Tra il gneiss ed il micaschisto vi sono termini di passaggio, che possono chiamarsi *micaschisti feldispatici*. Il micaschisto può arricchirsi di granato, ed allora diventa il *micaschisto granatifero*. Alla mica del micaschisto si può aggiungere pure del talco, o dell'amfibolo. Può avvenire, che la mica diventi molto tenue in quantitativo, ed allora si ha un'altra roccia, che prende il nome di *quarzoschisto*, facente passaggio alle quarziti. Una varietà importante di micaschisto è un micaschisto, che fa effervescenza cogli acidi, perchè contiene

del carbonato di calcio cristallino; questo micaschisto prende perciò il nome di *calceschisto*. I micaschisti in alcune località si argillificano, per cui si verifica tra i micaschisti, che si trovano nelle condizioni normali, e gli argilloschisti un termine di passaggio rappresentato dai *micaschisti argillosi*.

Le *quarziti* sono arenarie, in cui la metamorfosi si è compiuta in modo, che il cemento siliceo ed i granuli di silice si sono fusi insieme cristallizzando, cosicchè la roccia poco per volta si è trasformata in un ammasso schistoso di quarzo granulare cristallino. Le quarziti sono generalmente bianche; possono presentare dei piani, delle superficie spalmate di pagliette talcose, o micacee. Tali quarziti troviamo assai sviluppate nelle nostre Alpi.

Una quarzite molto curiosa è quella che si trova in una località dell'America del Sud, e che si vuole sia la roccia originaria del diamante; è una quarzite flessibile, che ricevette il nome di *itacolumite*, dalla località in cui si trova.

Fra le quarziti abbiamo ancora le *anageniti*, che si possono considerare come breccie, o conglomerati, o puddinghe metamorfici.

Passando ora alla categoria delle roccie magnesiache, troviamo dapprima degli schisti costituiti di talco con una certa quantità di noduli di granato, e che ricevono il nome di *talcoschisti granatiferi*.

Una miscela di talco e clorite costituisce la così detta *pietra ollare*, materiale tenero al punto, che si riga con l'unghia, e serve alla fabbricazione di vasi da cucina e di stufe.

Hanvi talcoschisti formati da talco ridotto in lamine sovrapposte le une alle altre, che sono molto teneri, e resistono pochissimo all'azione atmosferica.

In seguito trovasi una serie di roccie serpentinose ridotte allo stato di schisti; alcune di queste possono essere ridotte in lamine assai grandi dello spessore di meno d'un centimetro, per cui in alcune località servono come materiale tegolare.

Abbiamo anche la diorite ridotta allo stato di schisto, e quindi una lunga serie di roccie amfiboliche e feldispatiche schistose.

L'eufotite anch'essa presenta varietà schistose.

Fra le roccie calcaree si riscontra poi tutta la lunga serie dei calcari cristallini, che sono talora in lenti assai sviluppate, e ci dànno masse di marmo cristallino saccaroide; altre volte questo carbonato di calcio cristallino si trova schistoso. Nelle Alpi troviamo pure la dolomia cristallina, cioè carbonato doppio di calcio e magnesio.

I calcari cristallini schistosi fanno passaggio ai micaschisti per mezzo della roccia, che abbiamo chiamato calceschisto. Un'altra varietà è il *calcifiro*, calcare cristallino schistoso, il quale contiene una quantità di minerali accessorî svariatissimi, generalmente silicati magnesiaci.

Dicesi *cipollino* un calcare cristallino schistoso con le lamine separate da rivestimenti talcosi, o micacei.

In ultimo havvi una forma assai curiosa di carbonato di calcio cristallino, generalmente magnesiaco, che rappresenta i tufi e i travertini delle epoche antiche; è il *calcare cavernoso*, o *carniola*.

Finalmente fra le roccie metamorfiche possiamo annoverare certi argilloschisti più resistenti dei comuni e contenenti cristalli di minerali svariati. Gli schisti detti *filladici* e le così dette *ardesie* apparterrebbero a questa serie di roccie alluminose, le quali presentano sì poco marcati i caratteri di vero metamorfismo, che riesce assai difficile distinguere gli argilloschisti non modificati da quelli modificati, o filladi.

Sezione Terza

Geologia stratigrafica.

CAPITOLO UNICO.

Assetto delle roccie.

Dopo aver studiato i materiali rocciosi, che formano la maggior parte della massa della terra nostra, dobbiamo ora occuparci dell'assetto loro, cioè del modo, con cui sono relativamente disposti gli uni rispetto agli altri. Questo studio ha certamente una grande importanza, inquantochè noi non possiamo formarci un'idea esatta delle accidentalità della terra, se non tenendo strettamente conto della maniera, con cui i materiali rocciosi sono disposti.

Per rintracciare la giusta causa, per cui una data regione terrestre assume un determinato aspetto, è necessario tener conto di diversi fatti, ed anzitutto del modo di formazione dei materiali rocciosi, che costituiscono quella data regione, inquantochè è ben naturale, che se a formare quel determinato gruppo di monti sonvi delle roccie di origine eruttiva, per il fatto già a noi noto, che queste devono presentare un aspetto diverso da quello, che assumono i materiali di origine sedimentaria, la configurazione orografica propria della regione, che si considera, sarà certamente in rapporto col modo di formazione dei materiali stessi, che la costituiscono. In seguito bisognerà pure tener conto se i materiali rocciosi d'una data regione si

trovano nella loro condizione originaria di formazione, oppure se per fatti posteriori hanno subìto metamorfosi, le quali certamente devono aver pure modificato la loro configurazione esterna.

Ora molti fatti provano, come la maggior parte dei materiali rocciosi terrestri non sono più nelle loro condizioni originarie di formazione, vale a dire, per dei movimenti avvenuti nelle masse e per forze o cause, che esamineremo a suo tempo, questi materiali hanno subìto alterazioni nell'intima loro struttura e conseguentemente nella loro configurazione esterna. Per le roccie eruttive questo fatto non risulta così evidente come pei materiali di origine sedimentaria. Per le circostanze, che diedero loro origine, gli strati di queste ultime roccie dovrebbero presentare un'orizzontalità relativa; vediamo invece, massime in regioni montuose, strati inclinati, contorti, rovesciati, infranti, tali cioè, che non si trovano più nelle condizioni di formazione. Noi dobbiamo quindi ricercare ed invocare delle cause, che hanno sollevato, ripiegato e contorto quegli strati di maniera da modificarli profondamente nel modo loro di presentarsi.

Nella ricerca e nello studio delle azioni posteriori, le quali possono aver modificato l'assetto dei materiali rocciosi terrestri, non dobbiamo dimenticarne una, che si deve considerare come di origine esogena, ed è quella degli agenti esterni, i quali di continuo fanno sentire la loro azione sopra i materiali terrestri. Questi agenti esterni hanno una tendenza continua e costante a demolire i materiali rocciosi, e coi materiali detritici risultanti a riempire le insenature, le depressioni terrestri. Conseguenza di ciò si è, che le forme direttamente dipendenti dal modo di origine dei materiali stessi, per azioni prodotte da fatti posteriori, che le hanno alterate, vengono ancora ad essere modificate dal complesso delle cause esterne.

Noi presentemente dobbiamo occuparci della prima parte, cioè dell'assetto, che i materiali rocciosi terrestri devono presentare dipendentemente dal loro modo di origine; ed in questo studio viene molto acconcia la divisione, che abbiamo addottata per le roccie stesse descrivendole. Abbiamo diviso le roccie in quelle, che mantengono ancora oggidì i loro caratteri

originarî ed in quelle altre, che hanno perduto i caratteri originarî. Le trasformazioni avvenute nelle roccie, perciò dette metamorfiche, non consistono soltanto in quelle modificazioni di posizione, di assetto, di cui ci occupiamo presentemente, ma le roccie metamorfiche sono state modificate anche nella loro intima struttura e composizione. Per cui, dovendo noi ora occuparci solamente di modificazioni in massa, che i materiali hanno subìto, riescirà molto più adatta la divisione delle roccie in endogene ed esogene, inquantochè pel fatto stesso delle cause, che hanno determinato la formazione di questi materiali, abbiamo fin dapprincipio un carattere assolutamente distintivo fra le roccie endogene e le roccie esogene per il loro assetto e loro conformazione. Mai le roccie endogene potranno presentare la configurazione delle roccie esogene. Delle roccie esogene abbiamo poi distinto due grandi categorie, cioè quella comprendente le roccie subaeree, e quella delle roccie subacquee; ed anche per queste risulta una distinzione netta nel modo di assetto, che essse presentano. Una congerie di rottami trasportata dalle correnti, non ha tempo ad assumere un assetto speciale, come avverrebbe se quei materiali, trasportati fino al mare o ad un gran lago, si depositassero tranquillamente in seno alle acque. Cosicchè tra le roccie subaeree e le roccie subacquee possiamo fino ad un certo punto stabilire una divisione netta, anche sotto il punto di vista dell'assetto, che presentano i materiali stessi che le costituiscono.

Accennato a queste poche generalità, procederemo ora nello studio stratigrafico dei materiali rocciosi terrestri. Per non stabilire troppe divisioni, comprenderemo nel generale appellativo di *geologia stratigrafica* l'assieme di tutte quelle nozioni, che toccano l'assetto dei materiali rocciosi, avvalorato in ciò dalla considerazione, che la più gran parte delle roccie terrestri è rappresentata da materiali stratificati.

Le roccie si possono presentare sotto forma di strati, o di pseudo-strati, come nel caso delle alluvioni; ed è questo l'assetto che presentano le roccie subaeree, mentre il primo riscon-

trasi nelle roccie subacquee; oppure, in masse più o meno sviluppate, nelle roccie non stratificate, eruttive. Queste però possono anche presentarsi sotto forma di vene, di dighe, di riempimenti, di lacerazioni di roccie preesistenti. Per ora ci occuperemo delle roccie stratificate e delle pseudo-stratificate.

Prima però di procedere nello studio delle forme stratigrafiche, sarà bene di precisare il significato di alcuni vocaboli tecnici adoperati in geologia.

Si dà il nome di *terreno* ad una massa qualunque di roccia, la quale sia distinta da certi caratteri ben stabiliti, che ci dicano chiaro il suo modo di origine; per cui la parola *terreno* devesi usare tanto per indicare una roccia endogena, quanto una formazione di origine esogena; così si dirà *terreno vulcanico*, *terreno basaltico, terreno calcareo*, *terreno morenico*, ecc. Ma se invece della parola *terreno*, adoperiamo quella di *stratificazione*, allora non potremo riferirla se non a quelle roccie soltanto, che si presentano veramente sotto forma di strati.

Lo *strato* è un accumulo, un ammasso di materiale roccioso, il quale si sviluppa grandemente in superficie, avente uno spessore relativamente tenue, ed intercalato od accompagnato con molti altri identici.

Vi è una differenza fra le denominazioni di *strato* e di *letto*. Noi diciamo strato una massa rocciosa grandemente sviluppata nel senso della superficie e poco nel senso dello spessore, e quando fa parte di una massa costituita da un numero più o meno grande di strati identici. Supponiamo di avere un taglio di rupe calcarea: noi ammettiamo, che questa rupe è formata di tanti strati di calcare, ognuno dei quali possiamo indicare colla parola strato, e chiameremo l'intiero complesso massa stratificata calcarea; ma possiamo verificare, che in mezzo a quella quantità di strati, tutti della stessa natura, che ci rappresentano tanti periodi di sedimentazione, si trovi un accumulo stratiforme di lignite, isolato nella massa degli strati calcarei; in tal caso adopereremo la parola *letto* per esprimere tale ammasso di lignite.

Banco poi si adopera per indicare materiali petrosi in grande sviluppo di spessore ed in identiche condizioni del letto.

Si dà poi il nome di *formazione* ad un complesso di strati, i quali non presentano tutti la stessa natura mineralogica, ma si riferiscono tutti ad uno stesso periodo geologico. Così in alcune località, dove esistono sviluppi di terreni carboniferi, si scorge in basso una gran massa costituita da strati di carbonato di calcio di origine marina; al disopra un'altra massa stratificata, costituita da un'arenaria, che contiene delle particelle di mica, ed è il grès carbonifero; al disopra ancora trovansi degli schisti argillosi di tinta scura; e in mezzo a questi strati letti di carbon fossile. Insieme con quegli schisti si può riscontrare anche un'altra massa stratificata di materiali grossolani, che prende il nome di puddinga. Riunendo le masse stratificate di calcare, di grès, di schisti e di puddinga, si avrà la *formazione carbonifera*, così chiamata, perchè contiene il materiale, che nomasi carbon fossile, e che corrisponde a tutta un'epoca geologica.

Quando in mezzo ad una formazione, ad una massa stratificata qualunque, troviamo una serie di strati, oppure un sottostrato, il quale contenga certi fossili di una determinata epoca o periodo, per modo che quello possa essere il criterio utile per l'esatta determinazione cronologica nella successione delle roccie stratificate, allora quel piano forma il così detto *orizzonte geologico*, in questo senso, che tutte le volte, che trovinsi quegli strati con i determinati fossili, si è sicuri di asserire, che tutta la massa appartiene ad un determinato periodo, ad una determinata epoca geologica.

Lo spessore non entra per nulla in queste definizioni. Uno strato per noi è tale, sia che abbia pochi centimetri od uno solo di spessore, come se avesse centinaia di metri; per cui anche le definizioni di letto e di banco non sono definizioni assolute, bensì relative alla massa stratificata, in cui si trova inglobato quel materiale speciale.

Riguardo poi alla struttura, che presentano gli strati, essa può essere diversa dipendentemente dalla natura del materiale roccioso, che forma gli strati stessi; così gli strati di ghiaia cementata presenteranno una struttura diversa da quella degli strati costituiti da argilloschisti.

Gli strati possono presentare delle accidentalità nella loro posizione, le quali sono conseguenza di fatti posteriori alla loro formazione. Prima però di procedere a dire di queste accidentalità stratigrafiche, dobbiamo occuparci della disposizione, che dovrebbe avere originariamente uno strato.

Daremo prima le definizioni di tre forme generali di stratificazione, le quali possono dipendere o semplicemente dal modo di origine degli strati, oppure da fatti posteriori. Abbiamo la *stratificazione concordante*, la *stratificazione discordante* e la *stratificazione trasgressiva*, la quale ultima rappresenterebbe un qualcosa di intermedio tra le altre due.

Si ha la stratificazione concordante, quando per una lunga serie di strati questi si mantengono paralleli fra loro, qualunque siasi la loro disposizione. Se gli strati non fossero stati spostati dalla posizione originaria, risulterebbero paralleli fra loro ed orizzontali; ma se ebbe luogo uno spostamento, questo avrà influenzato la massa intiera, per cui rimarrà conservato il parallelismo.

La stratificazione è discordante quando hanvi due serie di strati contigue diversamente disposte; ed ove amendue le serie presentino traccia di spostamento, bisognerà ammettere due azioni distinte, che hanno prodotto i cambiamenti di posizione nell'una e nell'altra serie; può darsi però il caso della prima serie spostata e della seconda più recente ancora orizzontale. Se poi lo spostamento si continuò gradatamente durante il successivo formarsi degli strati, questi riusciranno nè concordanti, nè assolutamente discordanti, ma, formando angoli assai acuti fra di loro, presenteranno graduali passaggi tra le posizioni estreme e ben distinte tra loro dello strato più profondo e del più superficiale; questa è la stratificazione trasgressiva.

Lo strato deve naturalmente diminuire di ampiezza di mano in mano che ci portiamo verso i suoi lembi. Ma considerando, che sui fondi marini o sui fondi lacustri non vi ha una vera regolarità di superficie, bensì esistono delle accidentalità rappresentate da sporgenze, da rilievi, da insenature, su cui vengono a depositarsi dei materiali, che dànno origine agli strati, questi

materiali tenderanno anzitutto a colmare le lacune, poi un secondo strato presenterà una curva meno sentita, e così di seguito, finchè si avrà un piano di livello, ed allora comincierà la stratificazione sopra una grande estensione, stratificazione veramente regolare; per cui potrà benissimo verificarsi, ed anzi assai frequentemente, il fatto di strati, che abbiano minimo spessore verso il margine, che non verso la parte centrale.

Perchè i materiali si dispongano orizzontalmente sulle superficie dei fondi marini sarebbe necessario, che essi cadessero dall'alto in piena massa acquea; ma ciò non avviene, inquantochè i materiali sono anzitutto trasportati dalle correnti, per cui quando arrivano al mare non vengono abbandonati improvvisamente; vi sarà sempre l'influsso della spinta della corrente, che tenderà a portare i materiali più leggieri più avanti, mentre abbandonerà prima i più pesanti. Quindi avviene il fatto, per cui si determina una specie di *talus*, o piano inclinato, scendente dal litorale; inevitabilmente quindi si avrà un'inclinazione più o meno accentuata negli strati che si formano.

La ghiaia depositandosi prima, formerà degli strati, che saranno più sottili in alto, ma il loro spessore andrà aumentando verso il basso. Poi la corrente potrà portare a maggior distanza in mare delle sabbie; ma queste risentiranno ancora l'influenza del piano inclinato delle sponde, e solo le argille riusciranno ad essere trasportate a grande distanza, per cui queste soltanto potranno depositarsi più regolarmente, e formare strati più vicini all'orizzontale.

L'inclinazione originaria degli strati sarà più marcata là, ove i fiumi, che trasportano grossi materiali, sboccano in mare dal ciglione di una balza o emersa o sommersa.

Qui viene opportuna una domanda: se gli strati regolarmente devono essere orizzontali, o poco distanti da questa orizzontalità, riscontrando noi degli strati inclinati o per origine, o per spostamento posteriore, come potremo conoscere se essi son inclinati dalla loro origine, o per spostamento posteriore? Non sempre riesce facile rispondere alla domanda direttamente, se trattisi, ad esempio, di strati ad elementi finissimi; ma se si tratta,

invece di strati, che contengono corpi o detriti di certe dimensioni, allora la cosa è più semplice. Supponiamo un corpo qualunque, per esempio un ciottolo, che abbia un diametro maggiore ed uno minore, esso dovrà disporsi col suo diametro maggiore parallelamente al piano orizzontale del luogo; e se tutto lo strato si è deposto orizzontalmente il diametro maggiore del ciottolo sarà parallelo alla superficie dello strato istesso, e il parallelismo sarà mantenuto qualunque siasi lo spostamento avvenuto posteriormente. Il diametro maggiore di un ciottolo non presenterà questo parallelismo colla superficie dello strato se questo *ab origine* si dispose con una certa inclinazione; nè il parallelismo sarà raggiunto per qualunque spostamento successivo.

Premesse le suaccennate considerazioni circa il significato di alcune espressioni usate in geologia in rapporto specialmente all'assetto dei materiali rocciosi terrestri, e circa le tre più caratteristiche stratificazioni, verremo ora ad occuparci delle accidentalità, che possono presentare gli strati in seguito alle azioni più o meno marcate di spostamenti, che si presentano generalmente con inclinazioni degli strati, inclinazioni, che meno frequentemente possono raggiungere i 90°, cioè la verticalità, aggiungendosi talora il rovesciamento.

Le azioni che determinano tali spostamenti possono essere di triplice natura: può essere un'azione sollevante per causa endogena, che agendo non sopra tutta l'estensione dello strato, ma solamente sopra una parte di esso, determina l'incurvarsi dello strato stesso, il quale perciò assume un'inclinazione; oppure lo incurvarsi dello strato può essere prodotto non da un fatto di sollevamento, ma da un fatto di sprofondamento, in modo che lo strato si pieghi poco alla volta verso quella parte, in cui pare venga a mancarne l'appoggio; od infine l'incurvarsi dello strato, e quindi l'origine di una quantità grandissima di accidentalità, può succedere per il fatto di pressioni e resistenze laterali.

Se immaginiamo una massa qualunque, che tenda ad uscire

dalle viscere terrestri, e che faccia quindi uno sforzo sulle masse sovrapposte, può avvenire, che le formazioni sovrapposte siano lacerate, oppure che queste, godendo di una certa arrendevolezza, gli strati, che le costituiscono, s'incurvino, e formino una specie di cupola di sollevamento; come riscontransi strati ripiegati a costituire una cupola, che ricopre una roccia eruttiva. In questo caso non possiamo non ammettere un vero sollevamento.

Il fatto dell'incurvarsi per abbassamento, cioè per mancanza di appoggio nelle parti profonde, è molto raro; cionondimeno si verifica. Per l'eliminazione di materiale solubile o stemprabile può avvenire, che una massa terrestre profonda sia portata via dalle acque; può quindi succedere, che gli strati sovrastanti vengano ad accasciarsi. Questo può avvenire violentemente, ed allora gli strati si rompono, e non si avrà perciò il formarsi di una piega; oppure godendo gli strati di una certa arrendevolezza, può avvenire, che si venga a costituire una piega discendente; questo però si verifica assai di rado.

Il fatto piu comune e frequente, come è stato messo in evidenza dagli studî compiuti in quest' ultimo trentennio, pare che l'inflessione degli strati, specialmente quando si tratta di pieghe ripetute in un breve percorso di spazio, sia dovuta al fatto di pressioni laterali. È facile immaginare quello che deve succedere in una massa di strati, i quali godano di una certa plasticità, in rapporto con enormi pressioni laterali e colla grandissima lentezza del loro svilupparsi.

Ammettendo due sollevamenti paralleli, di mano in mano che questi si accentuano, gli strati interposti sono condotti naturalmente per pressioni laterali a diminuire il loro svilupppo superficiale. Ciò avviene pure quando un solo sollevamento si verifichi a breve distanza da una catena montuosa, risultato di un sollevamento precedente, e sulla quale si appoggino le masse stratificate. In entrambi i casi, subordinatamente alla loro arrendevolezza, gli strati devono piegarsi e ripiegarsi su loro stessi, dando luogo alle più sentite varianti stratigrafiche. Nel primo caso, se l'energia è uguale da una parte e dall'altra, allora si

avranno pieghe coi loro piani verticali; se invece la spinta è più energica da una parte che dall'altra, allora si avrà una serie di pieghe a piani inclinati verso la parte ove la spinta è minore. Il raggio della piega poi può essere variabilissimo dipendentemente dalla natura della roccia, dallo spessore degli strati, dalla distanza dei due sollevamenti, dall'energia e lentezza delle pressioni.

La più semplice delle accidentalità stratigrafiche è quella rappresentata da una piega intera. Non solamente il fatto della semplice ripiegatura degli strati prova l'arrendevolezza delle masse rocciose, ma dal momento che lo strato deve disporsi in pieghe, la sua estensione superficiale deve essersi di tanto più aumentata, quanto più sentita è la piega. Questo prova, che nello strato deve manifestarsi una certa attitudine a stirarsi in un dato senso. Quindi non solamente con ciò abbiamo provato la possibilità di un mutamento di posto delle molecole, che costituiscono gli strati stessi nell'atto dell'incurvarsi, ma ancora il fatto della loro estensibilità.

Riferendoci poi a pieghe di sollevamento, se l'azione sollevante si esercitasse sopra tutta quanta l'estensione dello strato, allora si avrebbe il sollevarsi in massa di tutta la serie di strati, i quali dopo il sollevamento manterrebbero le condizioni di orizzontalità, che avevano prima. Questo caso è estremamente raro; però se ne hanno degli esempî. In generale però la forza impellente si esercita maggiormente in una parte dello strato, per cui questo è obbligato a formare la così detta *cupola di sollevamento.* La parte più elevata della cupola corrisponderà all'azione massima della forza impellente.

Dobbiamo riconoscere diverse parti in questa forma stratigrafica. Si hanno lateralmente gli strati inclinati, che vengono poi a far seguito colla porzione orizzontale dello strato stesso; si chiamano *gambe* della piega i suoi due versanti. Le pieghe dello strato non formano una vera cupola, sibbene rilievi più o meno allungati in determinate direzioni.

Si può immaginare una linea, che riunisca tutti i punti di maggiore elevazione della piega; questa linea si chiama *anti-*

clinale. Lateralmente ad essa si hanno le gambe della piega inclinanti in senso inverso; tale linea perciò fa da spartiacque. Nel caso di sollevamento, come pure di pressioni laterali, per cui gli strati si dispongono in varie pieghe ripetute, si avrà ben anco una curva rientrante, ed allora si deve tener conto di un'altra linea, di quella cioè, che unisce i punti di massima depressione fra le due pieghe contigue; questa linea si chiama *sinclinale.* L'ampiezza della piega non ha altra importanza, che quella di darci un'idea dello sviluppo della forza, che ha determinato la piega stessa.

Fin qui noi parlammo di piega completa, pel verificarsi della quale occorre, che gli strati tutti si comportino egualmente per rispetto alla forza sollevante, vale a dire, che tutti siano dotati di arrendevolezza, al punto di piegarsi senza rompersi e di subire la necessaria estensione. È facile vedere, che più gli strati sono superficiali, più saranno soggetti a siffatta azione di distensione. Gli strati quindi devono tanto più ubbidire a quest'azione, quanto più sono superficiali. Ma le pieghe influenzano generalmente materiali rocciosi, che non sempre si prestano all'azione sollevante o ripiegante; allora avviene la spezzatura nella parte superiore della piega, ed i primi a rompersi saranno per conseguenza gli strati più superficiali. Appena avvenuta la lacerazione, i lembi residui, quanto più sono superficiali, tanto più si allontanano. Tale lacerazione può essere rappresentata alcune volte da una fessura, che formerà una specie di vallone profondamente incassato ed a fianchi molto ripidi; in altri invece essa può risultare più ampia.

Per conoscere l'origine delle forme determinate di certi gruppi montuosi, bisogna non solo tener conto del modo di formazione delle roccie costituenti e dei fatti stratigrafici, che possono avere dato luogo a quelle date linee strutturali, ma ben anche delle condizioni esterne di denudazione, che hanno demolito i rilievi, e riempite le depressioni, modificando profondamente le linee causate dall'assetto stratigrafico. La piega spezzata può essere in gran parte demolita, e può quindi avvenire, che di una piega preesistente non rimangano, che residui delle due gambe, od anche di una sola.

Di una piega, ciò che più si sviluppa, sono le sue porzioni laterali, cioè i versanti, o parti inclinate di essa; in conseguenza le determinazioni stratigrafiche concernono nel maggior numero dei casi strati più o meno inclinati. In uno strato inclinato dobbiamo rintracciare il piano dello strato, cioè la faccia dello strato stesso, la superficie superiore o inferiore di esso; questo piano può inclinare verso determinati punti dell'orizzonte e di un determinato numero di gradi.

Nella piega spezzata, oltre al piano dello strato, havvi la *testata*, o terminazione di rottura dello strato istesso; essa ci dà lo spessore vero dello strato. Quando una serie di strati inclinati porta le testate a fior di suolo, e non intervengano accumuli detritici a mascherarle, e se queste testate corrispondono a strati di diversa natura, esse saranno rappresentate da delle linee correnti nella direzione degli strati stessi, ed avremo in tal caso tanti *affioramenti di strati*.

Le pressioni laterali possono essere tanto energiche, che lo strato può farsi verticale, ed anche rovesciarsi; si ha in tal caso la così detta *stratificazione* a *C*. In siffatta sorta di stratificazione, se supponiamo che le azioni di denudazione abbiano esportato la piega, avremo una serie di strati sovrapposti, tutti concordanti, apparentemente gli uni più recenti degli altri. In questo caso il criterio stratigrafico potrebbe indurre in errore nella valutazione cronologica di quegli strati; notisi però, che la successione in ordine inverso delle diverse forme petrografiche nella serie degli strati sovrapposti può servire di guida al geologo nella interpretazione vera dei fatti.

Nel fatto della stratificazione a *C* si ha un rovesciamento completo; in altri casi, quando il rovesciamento non è completo, viene a costituirsi un'altra forma molto curiosa di stratificazione, ed è quella costituente la così detta *struttura* o *stratificazione a ventaglio.* A destra ed a sinistra del piano mediano della catena montuosa gli strati si accasciano in senso inverso, però sempre all'infuori della catena stessa, e ne viene perciò quella disposizione, per cui i terreni più antichi vengono a sovrapporsi ai più recenti. Questa struttura a ventaglio, sviluppata

nel gruppo del Monte Bianco ed in quello del S. Gottardo, è stato oggetto di studî profondi per parte di diversi geologi.

Secondo il Lory la struttura a ventaglio si spiegherebbe per mezzo di pieghe ripetute salienti e rientranti, compresse nelle loro parti mediane, e divaricanti in alto ed in basso. Le pieghe profonde sarebbero rimaste intatte, le salienti invece, esterne, rotte e sconquassate, avrebbero perduto la loro parte superiore, rimanendo solo i residui di gambe inclinanti le une contro le altre.

Nello studio stratigrafico di una località occorre determinare l'*andamento* degli strati.

L'andamento di uno strato è dato dalla *direzione* del suo maggiore sviluppo, dalla *inclinazione*, che esso presenta verso un determinato punto dell'orizzonte, e dal valore in gradi di questa inclinazione. Con un livello a bolla d'aria si può tracciare una linea orizzontale compresa nel piano dello strato; la direzione dello strato è data dalla direzione della linea orizzontale compresa in esso, e che si determina colla bussola. Una perpendicolare a questa linea rappresenterà la linea di maggior pendenza dello strato, cioè l'inclinazione, determinabile ancora colla bussola. Per conoscere infine il valore della inclinazione di uno strato si fa uso di un semplice ecclimetro.

Abbiamo parlato delle accidentalità stratigrafiche e delle principali disposizioni, che possono prendere gli strati quando per dei fatti diversi furono spostati dalla loro posizione originaria. Abbiam veduto inoltre, che in forza di ciò, nel materiale roccioso, non cedendo questo sempre alle piegature, avvengano delle lacerazioni; e ci siamo arrestati alle lacerazioni, che si verificano nelle curve delle pieghe, senza che intervenga un vero spostamento. Ma nel maggior numero dei casi, in seguito ad una rottura, si verifica anche un cambiamento di posto relativo delle due o più porzioni di uno strato, che si è fratturato; avvengono cioè i così detti *spostamenti,* che i Francesi sogliono chiamare *failles*, denominazione, che in molti trattati viene

tradotta colla parola *faglie*. Noi possiamo chiamare queste accidentalità col nome di *salti*, denominazione adottata anche dallo Stoppani.

Non dobbiamo meravigliarci se questi salti s'incontrano molto frequentemente. Abbiamo accennato precedentemente alla circolazione delle roccie, per cui queste dopo un certo lasso di tempo da superficiali si fanno profonde, perchè ad esse altre roccie più recenti vengono a sovrapporsi. Ora in questo approfondarsi delle roccie, esse vanno soggette a metamorfosi più o meno accentuate. È inevitabile, che in questo passaggio dall'esterno all'interno e in questa metamorfosi strutturale e chimica devono avvenire de' grandi disequilibrî, per cui roccie sovrastanti a quelle, che si affondano, o si sollevano, trovansi a mancare di appoggio, oppure sospinte o prese in mezzo a diverse masse sollevantisi. In questo spostamento in massa, che avviene nelle roccie, è naturale, che queste si contorcano, si pieghino, e ne avvengano delle rotture.

Il Daubrée in questi ultimi anni ha pubblicato un libro intitolato: *Esperienze sintetiche sulla geologia*, ed ha cercato di dare la spiegazione più semplice e più razionale, fino ad un certo punto, dei grandi movimenti, a cui va soggetta la massa solida terrestre, movimenti, che rimangono impressi in essa. Egli ha ammesso, che per certe pressioni esercitate in determinate direzioni gli strati possono contorcersi e rompersi, e possono avvenire degli spostamenti; e chiama col nome generale di *litoclasi* le fratture grandi o piccole, comunque orientate, che per quei movimenti negli strati rocciosi si possono verificare. Egli divide poi le litoclasi nei seguenti tre tipi:

1°. Chiama *paraclasi* le grandi fessure, che si formano accompagnate da spostamento. È ben difficile, che le grandi fratture si possano verificare senza che si presenti un relativo spostamento nelle due parti, che si staccano, che si fendono. Le paraclasi sarebbero quindi quelle spaccature, che noi chiamiamo col nome di *salti*.

2°. Denomina *diaclasi* certe fessure, che avvengono in uno strato od in una serie di strati a numero limitato ed alcune

volte molto fine. Le diaclasi non si rendono visibili, che quando le roccie, entrando in isfacelo, i frammenti di queste così isolati vengono a rovinare. Per cui tali fessure non entrano nella categoria delle paraclasi, le quali si possono verificare alcune volte su diecine di chilometri, ed anche sopra centinaia di metri di spessore. Le diaclasi sarebbero per noi i così detti *giunti* o *piani di giuntura*, che secondo le diverse roccie hanno diversa direzione, ma che generalmente trovansi ad essere normali al piano di stratificazione.

Adunque le paraclasi e le diaclasi sono fessure, che influenzano uno strato od una serie di strati, e che dipendono, le paraclasi certamente e probabilmente anche le diaclasi, dalle forze stesse, che hanno determinato gli spostamenti degli strati.

Per ciò che riguarda le diaclasi diciamo, che probabilmente esse sono dovute al fatto stesso delle pressioni esercitatesi lateralmente sugli strati stessi; ma può benissimo essere, che provengano per fatto di contrazioni nelle masse rocciose, e non soltanto per pressioni.

Ora occupiamoci specialmente delle paraclasi, che rappresentano veramente un fatto di accidentalità stratigrafiche.

3°. Dà finalmente il nome speciale di *leptoclasi* a certe piccole fessure, che si presentano assai numerose nelle roccie.

Le paraclasi, o salti, costituiscono accidentalità stratigrafiche, che possono dare un'impronta caratteristica ad una data regione; invece le diaclasi, od i giunti, sono fessure fine, che tagliano normalmente il piano di stratificazione in uno o più strati, ma sempre della stessa roccia, perchè vedremo, che si producono più facilmente ed in numero maggiore, o si orientano diversamente per rispetto alla stratificazione, o le une rispetto alle altre, secondo la natura diversa della roccia.

Nel lavorìo di pressione può avvenire non solo, che il fratturamento della roccia si compia in grande, in modo da dare le paraclasi, ma può anche farsi intimo in uno strato, o porzione di strato relativamente tenue, e derivare in allora, come nei calcari, la formazione delle piccole fessure, che il Daubrée disse leptoclasi.

Non può uno strato od una serie di strati obbidire perfettamente in tutta la sua massa a forze impellenti sollevanti, o prementi laterali; una roccia non è sufficientemente plastica per adattarsi a quelle piegature, che in essa impartirebbero quelle forze, per cui o si piega man mano sempre più, finchè succede la rottura in corrispondenza della piegatura, oppure non si presta nemmeno a questo ripiegamento fino ad un certo limite, e succede quindi la rottura di essa prima ancora che vi si possa verificare la piegatura. Nel primo caso si richiede per la rottura un ripiegamento spinto oltre ad un certo limite, incompatibile colla natura della roccia, che si rompe.

Già precedentemente abbiamo visto esempî di lacerazioni senza spostamento delle parti lacerate. Ci dobbiamo ora occupare di quelle, che avvengono con relativo spostamento, cioè dei salti.

Possiamo avere, ad esempio, un colle formatosi per spostamento, e così si potrebbe formare una valle, i cui lati da una parte risultano formati dalla faccia più o meno inclinata di uno strato, e dall'altra dalle testate di rottura d'una serie di strati. Una valle di questo tipo presenterà quindi un fianco a pendìo più o meno dolce, ed un altro dirupato, perchè l'uno formato dal piano di stratificazione di uno strato, e l'altro come dicemmo, dalle testate di strati spezzati.

Generalmente sul piano di scivolamento delle diverse roccie spostate in corrispondenza delle diverse piegature si presentano delle superficie lucenti, e non è raro il caso di trovare qualcuna di queste pareti di spostamento, di scivolamento, ridotta a prendere una lucentezza speculare per strofinìo.

In alcuni casi le spaccature sono strette, e tutt'al più tra le due pareti s'interpone una pellicola di materiali polverizzati. In altri però la fessura si allarga, e frequentemente allora la spaccatura viene riempita in seguito da materiali rocciosi, che possono esservi pervenuti in modi diversi secondo i casi; di questo ci occuperemo fra breve.

Alcune volte è facile incontrare strati di grès o di calcare, ad esempio, che presentano un grande numero di spaccature con successivo spostamento delle parti.

Gli spostamenti in genere costituiscono una difficoltà nella determinazione cronologica degli strati e nella lavorazione mineraria, quando trattisi di minerali utilizzabili.

Come già avvertimmo, la spaccatura può essere talmente ristretta da non poter presentare, che un velo sottile di riempimento, oppure può essere ampia e riempirsi di materiali in maggior mole. Se la spaccatura, di qualunque ampiezza essa sia, viene ad avere le sue pareti allontanate, allora serve facilmente di strada a materiali provenienti dal basso o dall'alto, e si formano per tal modo i così detti *filoni*, le così dette *vene*. Il riempimento delle spaccature divaricate si può fare: 1° per arresto di materiali condottivi in vario modo dall'interno verso l'esterno; 2° per riempimento dall'alto in forza di materiali trascinativi e caduti; 3° per minerali trasudati insieme coll'acqua dalle roccie stesse, in cui è aperta la spaccatura.

Ecco quindi tre modi diversi di formazione di queste vene o filoni, i quali concorrono in certo qual modo al consolidamento della roccia.

La presenza delle diaclasi può provenire dal fatto di pressioni laterali, che si esercitano sulle roccie, come risulta dalle esperienze fatte dal Daubrée. Però non tutti i geologi sono di quest'idea. Secondo alcuni quelle rotture sarebbero prodotte dal fatto di contrazioni intime, che avvengono nelle roccie; precisamente come nei basalti, in cui si ha per quelle contrazioni il formarsi di tanti sistemi di diaclasi orientate in diversi modi, per cui succede il dividersi della massa rocciosa in colonnati a sezione poligonale di cinque o di sei lati. Ma nei basalti queste contrazioni sono prodotte per effetto di raffreddamento, come succede anche nelle lave odierne; invece nelle roccie sedimentarie non possiamo invocare il fatto delle contrazioni per raffreddamento; possiamo però invocare per queste il fatto del prosciugamento. Le roccie sedimentarie sono imbevute di acqua, la quale si elimina per prosciugamento, specialmente nelle parti più superficiali. Così in forza del prosciugamento avvengono contrazioni nelle masse rocciose, ed in conseguenza si verificano delle rotture diversamente orientate secondo l'as-

setto e la natura delle roccie. Orbene le diaclasi possono provenire cumulativamente per i due fenomeni. Invero una roccia compressa può fendersi, ed allora le diaclasi devono manifestarsi con un andamento dipendente dalla natura e struttura fisica della roccia; ma nello stesso tempo osserviamo, che questi giunti, che queste diaclasi si verificano in più vasta scala nelle roccie esposte agli agenti atmosferici, per cui non è senza ragione, che possiamo ammettere, oltre alle diaclasi per pressioni, il verificarsi di quelle in seguito a contrazioni per prosciugamento.

Ma le diaclasi ordinariamente non si vedono ad occhio nudo, o almeno si riconoscono molto difficilmente; costituiscono ciò che i cavatori chiamano *filo della roccia.*

Oltre al fatto di lacerazioni in grande con spostamento, cioè delle paraclasi, ed oltre alle diaclasi ed alle piccole fessure, o leptoclasi, che rompono l'omogeneità delle roccie, abbiamo ancora il fatto della *schistosità*, ben distinta dalla divisione in strati delle roccie, giacchè essa si verifica nel corpo stesso di ciascuno strato.

La schistosità consiste in una divisibilità in fogli, o lamine, talora di grande sottigliezza, come ad esempio negli argilloschisti. Veramente si dovrebbe dare il nome di *schistosità* alla disposizione in lamine sottili degli elementi formanti uno strato in una roccia composta, e dipendenti dal modo stesso di formazione della roccia; ed in tal caso i piani di schistosità trovansi sempre paralleli alla superficie degli strati; e si darebbe invece il nome di *laminazione* alla divisibilità in fogli, che non risultano generalmente paralleli alla superficie dello strato, ma solo presentano questa disposizione nel caso speciale, in cui il lavorìo di laminazione per pressione, che ha determinato quella divisione in fogli, siasi esercitato normalmente alla faccia dello strato; in ogni caso, come si può provare operando artificialmente questo lavorìo di laminazione sull'argilla e su altre sostanze, si trova, che la divisione in fogli risulta sempre normale alla forza, secondo cui si esercita la pressione. Ora se è vero che la pressione determina questo lavorìo della laminazione, e se è vero che la divisione in lamine succede sempre

normale alla direzione della pressione, se questa si esercita sopra uno strato, che si presenti in curva, dovrà la laminazione formare angoli diversi; ed è precisamente quello che succede nelle roccie, che hanno subìto questo fogliettamento; si trova infatti, che non sempre la laminazione è parallela alla superficie dello strato, ma talvolta trovasi rispetto a questa disposta ad angolo retto, oppure formante un angolo più o meno acuto.

Veniamo infine a dire dell'assetto delle roccie non stratificate. Sappiamo che le roccie metamorfiche si dividono in due tipi diversi, secondochè presentano ancora qualche piano di stratificazione, oppure si mostrano come masse apparentemente venute fuori dalle viscere terrestri, per cui alcuni geologi possono anche credere, che siano roccie eruttive, della così detta categoria delle roccie idroplutoniche. Delle roccie eruttive o vulcaniche possiamo dire, che tuttavolta che una roccia emerge eruttata dalle viscere terrestri assume un assetto come a cupola avente una grande base; ma nel caso delle roccie metamorfiche eruttiviformi, non stratificate, non possiamo dare una definizione del loro assetto; possiamo dire invece, che manca un assetto speciale, cioè quello della stratificazione. Per le roccie veramente vulcaniche poi sappiamo, che i basalti, ad esempio, possono presentare delle separazioni nella massa in seguito a contrazioni per raffreddamento.

Alcune volte le roccie eruttive in genere si presentano con forme caratteristiche, che dipendono dalle condizioni, in cui sono venute a giorno; così, ad esempio, le *dicche* costituite da materiali deietti realmente dalle viscere terrestri allo stato di fusione o pastosità ignea, i quali hanno lacerato le roccie, e nell'attraversarle vi si rappresero, formando così una specie di muro inglobato nelle roccie. Queste *dicche* sono da distinguersi dalle *vene* o dai *filoni*; invero i filoni o le vene sono costituite da materiali provenienti anche dalle profondità terrestri, ma non per via vulcanica, e non presentano quella omogeneità, che è caratteristica delle dicche. Ma di queste disposizioni speciali di roccie dovremo occuparci in altre circostanze.

SEZIONE QUARTA

Geologia dinamica.

SOTTOSEZIONE PRIMA

Esodinamica.

CAPITOLO I.

Meteorodinamica.

Abbiamo finora studiato la terra nelle parti solida, liquida, aeriforme — geologia fisiologica, — nella costituzione mineralogica dei materiali solidi — geologia petrografica — e nell'assetto di questi — geologia stratigrafica; — ma appena abbiamo accennato all'azione delle forze agenti nelle masse aerea, acquea e solida. Abbiamo per così dire nel nostro studio arrestato la terra nelle sue funzioni per poterla esaminare bene nel modo con cui sono ordinate e formate le parti, che la costituiscono. Abbiamo fatto di essa, per così esprimerci, lo studio anatomico; ne dobbiamo ora compiere lo studio fisiologico attuale; vedere cioè quali fenomeni avvengano in essa per l'azione delle varie forze telluriche.

La terra a primo colpo d'occhio ci si presenta come una massa a disposizione caotica di sostanze liquide, solide e aeriformi, inerti, non animate da quei movimenti, da quei fenomeni, che negli organismi costituiscono la vita; pure noi dobbiamo riconoscere, che in questa materia bruta si compiono dei fenomeni come di una vita speciale, fenomeni, che conducono a continue metamorfosi.

L'alternarsi in ciclo, il compiersi regolare, inevitabile di tali metamorfosi possono considerarsi come la vera vita del globo; e l'ordinamento dei materiali solidi, liquidi ed aeriformi di esso serve mirabilmente al compiersi di tali fenomeni.

Abbiamo studiato la terra in un periodo, per così dire, stazionario; vediamola ora nell'azione delle forze telluriche.

E questo studio è appunto compreso nella *geologia dinamica*.

Applicando i risultati della geologia dinamica alla interpretazione delle traccie lasciate dai fenomeni antichi, noi saremo abilitati ad entrare nello studio del passato, cioè nella geologia storica.

Noi possiamo affermare il principio: la storia della terra si riduce alla storia di tutte le manifestazioni, che nella massa terrestre possono avvenire. Ora le modificazioni attuali non sono che il seguito, il riprodursi continuo delle modificazioni antiche, dipendenti dall'azione delle stesse forze; e la geologia è precisamente lo studio di queste variazioni, cui andarono, vanno ed andranno soggette le masse terracquee.

La divisione della geologia in istudio dell'attualità ed in istudio del passato è una divisione, che può sussistere solo convenzionalmente, per comoda ripartizione di studî, ma essenzialmente non ha ragione d'esistere. È impossibile stabilire un piano, un limite di separazione nel tempo tra l'attualità ed il passato, e nei fenomeni, tra gli attuali e gli antichi. Questo meglio risulterà nella parte del nostro studio, che si occupa del metamorfismo, che avviene nei materiali rocciosi del globo.

Studiamo ora quello che avviene attualmente, come agiscono le diverse forze telluriche, ritenendo, che le azioni che si compiono oggidì si sono pure compiute in altri tempi, e che quelle roccie antichissime, in apparenza molto diverse, non rappresentano altro, che dei materiali come quelli che si formano attualmente, ma che hanno subìto modificazioni più o meno profonde in rapporto al tempo, durante cui si sono in esse esercitate le attività telluriche.

Lo studio delle modificazioni si trasforma nello studio degli agenti, giacchè non possiamo staccare l'idea delle modificazioni,

che avvengono, dalle cause, che le hanno determinate. Invero studiare il cambiamento, che una roccia ha subìto, val quanto rintracciarne le cause e vedere le leggi, secondo cui quelle modificazioni, quei cambiamenti sono avvenuti. Quindi lo studio delle modificazioni, delle metamorfosi, cui andò soggetta una roccia, è lo studio degli agenti, i quali hanno indotto nella roccia stessa quelle modificazioni in un modo o nell'altro, più o meno intensamente secondo le circostanze, in cui ebbero a verificarsi.

Anzitutto possiamo dividere tutti gli agenti in una doppia categoria, chiamando gli uni *agenti esterni* ed *interni* gli altri; e precisamente diciamo agenti esterni quelli, che hanno la loro sede d'azione all'esterno, quali sarebbero ad esempio l'aria atmosferica e l'acqua superficiale, o a poca profondità, e gli organismi, che vivono alla superficie della terra, o ad una certa profondità nelle acque oceaniche; diciamo poi interni quelli, che al contrario degli esterni hanno la loro sede esclusivamente nell'interno, nelle viscere profonde della terra. I primi, gli agenti esterni, appunto perchè tali, si possono, per così dire, cogliere sul fatto d'azione; non è così invece per gli agenti interni, perchè noi non possiamo assistere a quello, che avviene nelle profondità terrestri, come possiamo essere spettatori dei fenomeni, che si operano alla superficie; però si può da una serie di fenomeni, che hanno il loro contraccolpo all'esterno, indirettamente argomentare del modo d'azione di quegli agenti interni.

Divisi così gli agenti in esterni ed interni, l'aria e gli organismi possono considerarsi come veri agenti esterni, a cui aggiungeremo l'acqua sotto forma di vapore atmosferico, di pioggia, di neve, di ghiacciai, di correnti superficiali, di laghi, di mari, o circolante per infiltrazioni o canalizzazioni a poca profondità. L'acqua a maggiori profondità, ove è coadiuvata nella sua azione dal calore proprio terrestre e dalla aumentata pressione, costituisce un agente interno, e di grandissima energia, producendo modificazioni più intime, e diverse, e radicali, di quelle, che produce come agente esterno.

Ciò premesso possiamo quindi dividere la geologia dinamica in due grandi sezioni, avuto appunto riguardo alla divisione, che crediamo acconcia di stabilire fra agenti esterni od esogeni ed interni od endogeni; per cui avremo la geologia dinamica divisa in *esodinamica*, od *esografia*, ed in *endodinamica*, o *endografia*; la prima sarà lo studio delle azioni esterne, od a poca profondità, e la seconda lo studio delle azioni endogene.

Prendendo a considerare dapprima gli agenti esterni, troviamo come essi sono di triplice natura, e cioè hanvi:

1°. L'*atmosfera;*

2°. Le *acque* sotto tutte le loro forme diversissime;

3°. Gli *organismi.*

L'atmosfera esercita un'azione assai imponente sulla superficie della terra e specialmente sulle roccie; si può dire, che l'aria atmosferica è quella, che prepara quei materiali, che poi vanno, trasportati dalle acque, a colmare le depressioni, tendendo al raggiungimento di un piano di livello colla demolizione dei rilievi e col riempimento delle depressioni; livellamento finale, al quale non si perviene a causa dell'azione contraria esercitata dalle forze endogene.

L'atmosfera adunque agisce per proprio conto, anzi è quella, che inizia, si può dire, non solo il lavoro di demolizione, di sfacelo del materiale solido terrestre, ma può ancora trasportare parte di tale materiale dal luogo dove s'è compiuta l'azione demolitrice ad un altro più o meno distante.

Noi raccogliamo in un capitolo apposito l'azione esercitata dall'atmosfera, e lo intitoliamo *meteorodinamica*. Possiamo però noi dividere così bene un'azione dalle altre per modo, che sia ben distinta l'azione dell'atmosfera pura e semplice da tutte le altre, per esempio dall'azione esercitata dalle acque, mentre noi sappiamo, che l'acqua si trova essa stessa sotto forma di vapori nell'aria atmosferica? Possiamo noi in altri termini avere un'atmosfera, la quale agisca sulle roccie solo per se stessa, come miscuglio di ossigeno ed azoto, senza l'aiuto dell'acqua, che vi si trova sempre in maggiore o minore quantità, e del-

l'acido carbonico, che ancor esso esercita la sua influenza più o meno importante a seconda le località e le circostanze? Ora dalle azioni dell'acqua e dell'acido carbonico esistenti nell'atmosfera, e che agiscono superficialmente sulle roccie, si vede come insensibilmente si passa all'azione dell'acqua coadiuvata dall'acido carbonico sulle roccie, ma al disotto della superficiale, come acqua filtrante, e come ancora così gradatamente si giunga all'area di azione delle forze endogene, all'azione dell'acqua nelle grandi profondità coadiuvata dal calore interno della terra. Consideriamo del resto gli stessi organismi, i quali agiscono alla superficie della terra e compiono delle azioni, dei fenomeni, i quali forse sono molto più potenti di quello, che noi possiamo immaginare; gli organismi stessi non agiscono manifestamente senza il concorso dell'acqua e dell'aria, la cui influenza noi vorremmo ora studiare separatamente. Quindi non dobbiamo mai dimenticare, che le divisioni, che noi stabiliamo a nostro arbitrio, per nostra comodità, non sono per nulla di regola nei fenomeni, quali avvengono in natura, che invece hanno fra loro sotto certi aspetti strettissimi legami.

Noi però possiamo constatare nell'atmosfera azioni dipendenti dall'atmosfera pura e semplice senza la presenza dell'acqua, e sono azioni di ordine *fisico*, *chimico* e *meccanico*.

L'atmosfera può esercitare un'azione fisica per opera dell'elettricità; difatti alcune roccie si modificano profondamente pel solo fatto di scariche elettriche. I fulminati, o roccie vetrificate delle alte vette, le folgoriti, tubi di vetrificazione nelle sabbie silicee, ne sono esempî. Costituiscono però fenomeni di non grande importanza geologica.

L'atmosfera agisce fisicamente sulle roccie per opera del calorico. Le dilatazioni per aumento e le contrazioni per diminuzione di calorico possono dar luogo a fenomeni d'una certa importanza. E le roccie naturalmente, necessariamente devono risentirsi anch'esse dei cambiamenti di temperatura, che avvengono nell'atmosfera sovrastante. Esse in genere risultano da materiali differenti più o meno dilatabili secondo la loro na-

tura. Possiamo quindi immaginare quali fenomeni si debbano verificare in certe località, dove si hanno forti sbalzi di temperatura, e dove le roccie sono per nulla protette contro l'azione calorifica modificatrice, di cui è capace l'atmosfera sovraincombente. Evidentemente le dilatazioni e le contrazioni conseguenti possono determinare il fessurarsi delle roccie, e forse ad esse è dovuto il rivelarsi delle diaclasi, o piani di giunture, ammesso che, come vuole il Daubrée, siano conseguenza di pressioni. Inoltre il prosciugamento delle roccie presso alla superficie dipendentemente dal calorico e da una proprietà assorbente dell'atmosfera può agevolare, se non produrre, il verificarsi delle diaclasi e delle leptoclasi. Se esaminiamo come si mostrino le alte regioni alpine, le quali ci offrono un vero quadro di rovina, avremo campo di verificare, come le roccie presentino forme speciali di rotture a seconda della loro natura. Così i graniti ci offrono fessure, spaccature diversamente dirette da quelle, che troviamo nei grès, da quelle, che abbiamo nei calcari, perchè essi diversamente si comportano all'azione calorifica e prosciugante dell'atmosfera sovraincombente; onde anche un diverso aspetto delle roccie stesse. È perciò che troviamo delle differenze marcate nell'aspetto generale di varie montagne, specialmente nelle regioni elevate, ove più energiche si compiono le azioni modificatrici dell'atmosfera.

In queste azioni abbiamo il principio di ogni ulteriore modificazione meccanica; giacchè in quelle fessure, che abbiamo visto risultare in seguito a successive contrazioni e dilatazioni, l'acqua penetra, e penetrando non solo vi esercita la sua azione demolitrice, come la potrebbe esercitare all'esterno sulle roccie, ma, subendo in determinate circostanze forti abbassamenti di temperatura, vi si congela, e dovendo per questo congelamento dilatarsi, può allora con tale azione essere sufficiente a determinare senz'altro lo spaccarsi della roccia in porzioni, che possono poi rimanere congiunte solo pel fatto, che tra loro si mantiene quell'acqua allo stato solido; ma tostochè un innalzamento di temperatura determini la fusione di quel ghiaccio, la roccia cade in frantumi. E tutti sanno, come è appunto al prin-

cipio delle stagioni e nelle ore calde del giorno, che si formano le valanghe di roccia.

Vediamo ora come chimicamente l'atmosfera possa agire sulle roccie. L'azione chimica dell'atmosfera, considerata in via normale, è quasi nulla. Invero cominciamo a mettere da parte i 4/5 di essa rappresentati dall'azoto, elemento quasi inerte per se stesso; rimane l'ossigeno, il quale invece gode di molta energia chimica, specialmente se allo stato di ozono, di ossigeno elettrizzato. Però si presenta un altro fatto: che cosa potrà mai valere l'energia di questo ossigeno, se le roccie trovansi già tutte, superficialmente almeno, ossidate, sature di ossigeno e sotto forma di ossidi o soprossidi, e, aggiungendosi l'acqua, anche di idrati? In vista di ciò risulta quindi un'azione ben poco rilevante. Tutt'al più per scariche elettriche si possono determinare nell'atmosfera certi prodotti nitrosi di natura acida, i quali poi presi dalle acque di pioggia possono agire potentemente sui calcari, ad esempio.

Abbiamo tuttavia ancora un elemento nell'aria atmosferica, ed è l'acido carbonico, il quale agisce difatti sulle roccie; ma notiamo, che ancor esso vi agisce in quanto è accompagnato dall'acqua. Cosicchè possiamo pur sempre riportare le azioni chimiche più potenti dell'atmosfera all'agente acqueo.

Adunque l'atmosfera, considerata a sè, la possiamo dire benissimo iniziatrice di tutte le azioni di demolizione nei materiali terrestri, ma piuttosto in quanto può agirvi fisicamente per opera dell'elettricità e specialmente del calorico, che non per azione chimica.

L'atmosfera poi agisce meccanicamente in iscala assai vasta. L'aria infatti, come vedemmo, è soggetta a dei movimenti assai rapidi, ed è per opera di questi movimenti, che abbiamo visto chiamarsi venti o correnti atmosferiche, che avviene manifestamente il trasporto anche a grandi distanze di materiali detritici rocciosi, nonchè anche di sostanze organiche. A prima giunta l'azione meccanica dell'aria atmosferica non pare di così grande

importanza; purnondimeno in certe località è capace di produrre accumuli di considerevole potenza.

La forza di trasporto dell'aria dipende specialmente dalla velocità delle correnti atmosferiche, che in essa si verificano. Ammettendo che la massa d'aria in moto rimanga costante, aumentando la velocità della corrente e del trasporto, la sua forza meccanica viene ad essere esagerata, come risulta dal seguente quadro:

	velocità al 1″	pressione per m. q.
Vento debole	m. 0,30 — 4	kg. 0,15 — 1,87
» moderato	» 4 — 7	» 1,87 — 5,96
» fresco	» 7 — 11	» 5,96 — 15,27
» forte	» 11 — 17	» 15,27 — 34,35
» violento	» 17 — 28	» 34,35 — 95,4
Uragani	» 28 — 45	» 95,4 — 400.

Conviene però dire, che siffatti uragani non sono molto frequenti; e noi dobbiamo riconoscere nei venti ordinarî specialmente la causa di certe formazioni geologiche. Così non havvi bisogno di uragani pel trasporto delle così dette polveri meteoriche, per la produzione a distanza di pioggie di sabbia, le quali pare provengano dal deserto di Sahara. Così nel 472 le ceneri del Vesuvio caddero a Costantinopoli. Quindi si comprende, che se l'azione di certi venti anche ordinarî potesse perdurare o ripetersi a brevi intervalli sarebbe capace anche di trasporti ed accumuli a distanze notevoli; così, ad esempio, nel 1875 le ceneri di uno dei vulcani d'Islanda pervennero fino a Stokolma, dopo aver percorso circa 1900 chilometri. Così lo studio delle polveri, che cadono sulle nostre Alpi, fatto da Ehremberg, diede, che in proporzione del 12 0/0 circa esse sono costituite da organismi microscopici, da spore di piante, che vivono nell'America del Sud, e che evidentemente furono portate dall'America in Europa per opera della corrente contro-aliseale di sud-ovest.

Ai venti impetuosi può essere devoluta una degradazione assai rapida e divisione in monoliti di roccie arenacee o granitiche;

granuli portati dal vento possono determinare la striatura e pulitura delle superficie rocciose, specialmente dei calcari. Belli esempi di erosione meteorica meccanica presentano le strane rupi di grès dei deserti arabici.

Ad un trasporto ed accumulo meteorico si vogliono attribuire anche alcuni grandi ammassi di *lehm.*

In alcune circostanze dunque l'atmosfera può accumulare dei materiali, formarne degli ammassi, che poi consolidandosi acquistano importanza di vere formazioni geologiche in vista del loro sviluppo.

Parlando dei ghiacciai abbiamo detto qualche cosa relativamente ad alcuni di essi, che chiamansi ghiacciai-dune, appunto per il loro modo di formazione, che è perfettamente identico a quello, con cui si formano le vere *dune.*

Alle correnti aeree si deve la formazione di queste vere colline più o meno sviluppate in ampiezza ed elevazione, e costituite da materiali detritrici fini o grossolani, ma che però non giungono al disopra della grossezza delle sabbie grossolane. Questi accumuli possono presentarsi costituiti da materiali consolidati o incoerenti, secondochè è intervenuta o non la interdeposizione di sostanze cementanti.

Dune, nel significato ordinario della parola, si considerano quelle formate parallelamente ai litorali marini; si presentano incurvate a semiluna colla convessità verso mare, più o meno sviluppate, ed in più serie parallele a poca distanza dal litorale marino. Si deve però anche dare il nome di dune a certe colline di sabbie analogamente formate coi detriti incoerenti dei grandi deserti.

Havvi però qualche carattere distintivo fra le dune marine e quelle di deserto.

Sul litorale marino si hanno delle sabbie, le quali possono provenire anche da grande distanza per opera di correnti marine; e l'agente che determina la formazione di queste sabbie è l'azione demolitrice del mare sulle scogliere. Per essa si staccano dei frammenti, i quali finiscono per sgretolarsi e passare allo stato di sabbia. Allora entrano in giuoco le correnti lito-

rali, le quali hanno per còmpito di portare a distanza i materiali fini prodottisi in tal modo. Quindi si comprende facilmente, come, esaminando certe sabbie di dune, si trovino dei materiali, la cui provenienza non si saprebbe spiegare a prima giunta.

Nelle dune invece dei deserti il materiale è generalmente tolto a poca distanza dalle località, in cui esse si trovano, ovvero risultano di materiale di sgretolamento delle roccie costituenti il sottosuolo; in tali circostanze le dune hanno per imbasamento la roccia stessa, che ha dato gli elementi granellosi per isfacelo.

Cosicchè possiamo dire, che le dune continentali non sono altro, fuorchè un assettamento, una disposizione speciale, che prendono i detriti per opera del vento; mentre invece, come già osservammo, le dune marine risultano costituite da materiali provenienti da grande distanza per opera del mare, ed adattati per quella del vento.

Il meccanismo di formazione delle dune è abbastanza semplice. Le dune in formazione si appoggiano sempre ad un qualcosa che funziona da ostacolo. Se la spiaggia fosse rasa, non presentasse alcuna accidentalità il risultato finale delle correnti aeree per questo riguardo sarebbe il riempimento delle depressioni e la distribuzione a grande distanza superficialmente del materiale detritico; ma come invece le spiaggie presentano soventi degli ostacoli, contro cui i detriti, le sabbie possono venir portate dai venti ed arrestarsi, quivi si formano le dune, accumuli, collinette sabbiose, le quali si presentano con un piano inclinato a pendìo molto dolce verso il largo. Ma il vento continua a spingere il materiale, finchè questo riesce a sorpassare l'ostacolo, ed allora forma dalla parte opposta un accumulo con un'inclinazione varia fra 32° e 34°, mentre la faccia rivolta verso la parte, da cui spira il vento e provengono i materiali detritici, presenta appena un'inclinazione di 7° od 8°. Questo graduale passaggio del materiale granulare da un lato all'altro dà per risultato finale uno spostamento di tutto l'accumulo; si ha insensibilmente il trasportarsi apparente della massa della duna verso terra. Ma noi sappiamo, che non

è già in massa, che le dune si spostano, ma per così dire granulo per granulo.

Intanto alla duna spostata altra si sostituisce sul sito abbandonato da essa, perdurando l'azione delle cause, per cui la prima duna si costituì e l'afflusso di materiale detritico per la formazione di una nuova; epperò possono aversi diverse dune disposte in serie parallele.

Queste collinette, come dicemmo, non sono mai rettilinee, bensì incurvate a mezzaluna colla convessità rivolta verso il mare. La ragione di questo fatto l'abbiamo in ciò, che nella parte mediana più potente è l'accumulo di sabbia, che non alle estremità; epperò avremo in queste una resistenza minore alla spinta del vento, una elevazione minore del cumulo che porta un tragitto meno lungo pei granelli a passare da un versante all'altro, ed in conseguenza un avanzamento verso terra più rapido, che non nella parte media, dove la resistenza si presenta maggiore.

Quanto alle proporzioni che assumono le dune risulta, che le dune continentali hanno più vario e rilevante sviluppo in lunghezza ed altezza, che non le marine, e possono giungere fino a 200 metri di elevazione. Le dune marine per contro hanno una elevazione in rapporto diretto colla elevazione delle onde di marea.

Nel Mediterraneo la marea supera di poco un metro od un metro e mezzo, quindi il lavoro di formazione delle dune viene ad essere assai debole. Alle bocche del Rodano si hanno dune, che contano da 6 a 7 metri di elevazione. Ma sulle coste dell'Atlantico il fenomeno raggiunge delle proporzioni molto maggiori corrispondentemente alle grandi alte maree; così le dune, di Norfolk raggiungono fino i 50 ed i 60 metri di elevazione; in Cornovaglia si hanno dune di 100 metri di elevazione; le dune della Guascogna contano circa 200 chilometri di sviluppo sopra una media larghezza di 5 chilometri circa, ricoprendo così una superficie non minore di 90.000 ettari.

In generale i granuli delle dune sono formati di quarzo. Talora incoerenti sono i materiali delle dune, tal'altra cementati come nelle dune, dove abbondano resti di conchiglie; di

queste, ridotte in frantumi, una parte del carbonato di calcio si discioglie, e, depositandosi tra i granuli, serve alla loro cementazione. Generalmente nelle dune incoerenti questo carbonato di calcio non arriva all' 1 0/0; ma raggiunge talora nelle cementate la proporzione del 40 0/0.

Il così detto *tufo carparo*, che tanto si adopera per costruzioni nell'Italia Meridionale, non è altro che materiale di dune cementato in tal guisa.

L'avanzamento poi delle dune è in rapporto colla natura del materiale costituente e colle accidentalità che presenta la costa nella località ove la duna si trova. Certamente se il materiale della duna si presenta incoerente, l'avvanzamento di essa può avvenire molto più facilmente, perchè esso ha in tal caso maggiore attitudine ad obbedire alla spinta del vento. A seconda quindi del grado d'incoerenza l'avanzamento sarà più o meno rapido. Riguardo poi alle accidentalità delle coste l'avanzamento sarà manifestamente più rapido se la regione si presenta perfettamente priva di ostacoli elevati, come alberi od altro. L'avanzamento delle dune di Brettagna è stato calcolato di circa 500 metri all'anno, ma questa è realmente una rapidità eccezionale. Nelle dune di alcune coste dell'Inghilterra si ha un avanzamento di 80 metri all'anno; ed in Guascogna un avanzamento di 20 a 25 metri all'anno. Ma sonvi dune che si avanzano appena di 6 o di 7 metri; cosicchè in condizioni medie l'avanzamento delle dune può variare fra i 10 ed i 20 metri all'anno.

Si è pensato al modo di arrestare le dune, che rappresentano veramente un flagello per certe regioni. Si osservò che questo si può ottenere mediante ostacoli, e specialmente ricorrendo alle piantagioni. Queste piantagioni si fanno in grande, e specialmente di pini, in Guascogna. Ad impedire poi il rovesciamento delle piante non ancora ben solidamente abbarbicate per l'avanzarsi delle dune si usa formare ostacoli all'invasione con palizzate verso mare. Si contribuisce meglio alla fissazione delle dune con seminagioni di piante erbacee ed arbustacee di rapido accrescimento; quando la parte di duna ricoperta da tale vegetazione

si arresta, allora è tempo di piantare alberi per arrestare l'avanzamento della duna intiera.

Notiamo come la costituzione delle grandi dune attuali della Francia verso l'Atlantico non daterebbero che dal 1600. Dalle descrizioni di qualche secolo addietro di quelle regioni risulterebbe, che foreste immense dovevano ricoprire quel litorale; notisi però che al disotto delle dune si trovano dei tronchi silicizzati, i quali debbono appunto provenire da quelle foreste; ma al disotto poi dei tronchi si trovano ancora delle sabbie; ciò che proverebbe un'alternanza di periodi di dune invadenti e di svolgersi di vegetazione forestale. Lo stesso può dirsi per il litorale della Frisia.

Dobbiamo ora entrare nel campo dell'azione complessivamente fisica, chimica e meccanica esercitata dall'atmosfera nella degradazione delle roccie. Quest'azione complessa, come già dicemmo, non la dobbiamo più riconoscere come dipendente solo dall'aria nel suo stato normale di miscuglio puro e semplice di ossigeno ed azoto; ma dobbiamo invocare la presenza del vapore acqueo e dell'acido carbonico. Noi consideriamo che il vapore acqueo dell'atmosfera e l'acido carbonico hanno di per sè stessi un'azione molto importante, e comprenderemo nella meteorodinamica lo studio dell' azione atmosferica coadiuvata dall'acqua specialmente allo stato di vapore o di prodotti di immediato condensamento di questo, e nei limiti dell'immediato imbevimento dell' acqua liquida, così ottenuta, per parte delle roccie.

L' imbevimento del vapore acqueo per parte delle roccie è naturalmente dipendente dalla natura delle roccie stesse.

L'azione dell'acqua al disotto della superficie terrestre varia secondo il modo di penetrazione di essa nelle roccie. Molte roccie diverse sotto il punto di vista fisico e chimico si prestano più o meno facilmente alla erosione, alla dissoluzione ed alla decomposizione. Ma qualunque siasi la natura delle roccie che si trovano superficialmente, qualunque sia il loro grado di permeabilità, è certamente incontestabile, che non havvi roccia, la quale

possa sottrarsi all'azione dell'atmosfera e specialmente dell'umidità atmosferica coadiuvata in alcuni casi anche dall'azione dell'acido carbonico.

Il cambiamento di tinta dall'esterno all'interno di una roccia proviene dalle modificazioni, che essa ha potuto subire all'esterno, dove appunto era direttamente influenzata dall'agente atmosferico; così si hanno frammenti di calceschisto, che all'interno presentano una tinta grigia, mentre all'esterno sono giallastri e come *bruciati dal sole*, secondo la volgare espressione.

Si hanno frammenti di roccie, i quali anche esaminati mediante una lente non presentano delle fessure, che hanno quindi il massimo grado di compattezza, e purnondimeno l'acqua coll'aria è penetrata nel loro interno e vi ha determinato un'azione, per cui i materiali che contengono si sono alterati ed offrono una tinta speciale spesso notevolmente diversa. Queste modificazioni di tinte nei materiali rocciosi sono appunto generalmente dovute all'azione dell'atmosfera per parte del suo vapore acqueo condensatosi e penetrato nelle roccie stesse.

Le acque alla superficie terrestre provenienti immediatamente dal condensamento del vapore atmosferico, senza che questo però si costituisca in correnti, possono dar origine ad un fatto molto originale. Le acque così dette *selvaggie*, quelle che corrono tumultuosamente subito dopo i grandi acquazzoni senza formare dei rivoli o fiumi, o per violenza di scorrimento, o per mancanza di accentuate depressioni, operano una specie di lavamento superficiale, asportano i detriti, producono, specialmente sulle roccie calcaree, dei solchi, una volta considerati come opera di ghiacciai. Sono in tal caso le acque selvaggie che eliminarono i detriti, e non potendo formare dei torrenti, vennero a determinare pel solo fatto di erosione non molto ampia il costituirsi di detti solchi: sono i *Karrenfelder* dalla località di Karren in Isvizzera, ove si presentano molto evidenti.

Quando le roccie si presentano già fessurate, l'acqua può penetrare e determinare degradazioni curiosissime in colonne, pilastri, torri dalle forme più o meno strane.

Nel caso dei graniti i pilastri così ottenuti possono, sgranan-

dosi, ottundersi, arrotondarsi, specialmente nel caso, in cui quelle roccie si presentano completamente nude all'azione dell'atmosfera; se invece esse trovansi ricoperte di materiale detritico o di terriccio, allora l'azione dell'atmosfera si compie un po' diversamente, vale a dire la disaggregazione invece di compiersi solo superficialmente si fa intima e profonda per una vera trasformazione chimica, come nel caso della caolinizzazione.

Nei materiali morenici si possono avere anche di queste colonne o pilastri per l'azione dell'acqua di pioggia e la protezione esercitata localmente da massi rocciosi di dimensioni più o meno grandi: sono gli *earth's pillars.*

All'azione dell'atmosfera noi dobbiamo riferire ancora le *frane* che sono prodotte da frantumi, i quali si staccano dalle roccie, e costituiscono accumuli in piano inclinato a pendìo di 34° a 35°.

Nelle regioni molto vicine alle vette, ai clinali alpini avviene di attraversare una zona tutta occupata da rottami provenienti dall'alto delle vette stesse, che vi formano un vero mantello ben diverso dalle vere frane; questi cumuli di ammanti detritici da noi si chiamano *ciapé*, o *cassère*, o *casse.*

Se ci portiamo poi sulle vette troviamo un tutto sconquassato, un vero quadro di rovine di diversa impronta a seconda la natura delle roccie ed il conseguente diverso andamento delle diaclasi e leptoclasi.

I calcari si prestano molto bene all'azione erodente, degradante dell'atmosfera, meccanicamente e chimicamente; quindi la divisione delle masse calcaree in monoliti dalle forme assai strane; quindi ancora l'ingiallimento e l'arrossamento superficiale in alcuni casi, dovuto alle trasformazioni di protossido di ferro in sesquiossido anidro o idrato. Avviene talora, che per l'erosione nei calcari argillosi si ottenga la separazione di argilla o bigia od arrossata, la quale può accumularsi nei vani delle roccie in vene, accumuli argillosi.

L'azione meteorica si esercita poi molto ampiamente sulle roccie soggette a dissoluzione, come ad esempio i gessi. Non bisogna però credere che le azioni di dissoluzione sulle roccie si

compiano con grande rapidità, chè anzi ciò avviene soltanto con molta lentezza. Il gesso è solubile in certa quota nell'acqua; si è calcolato che la dissoluzione si fa per metri 0,00023 in un anno. Per cui dato uno strato di appena 2 metri di spessore, occorrerebbero non meno di 10.000 anni per la sua scomparsa, in forza dell'azione di dissoluzione dell'acqua sullo strato stesso.

All'azione dell'atmosfera coadiuvata dall'agente acqueo e dall'acido carbonico, e questi coadiuvati alla loro volta dal calore solare, e fors'anche dall'elettricità, si devono tutti i fenomeni detti di idratazione, di trasformazione in carbonati e bicarbonati, di caolinizzazione, di laterizzazione, di limonitizzazione e di una quantità ancora di tanti altri fenomeni di trasformazioni chimiche importantissime nella modificazione e demolizione dei materiali rocciosi costituenti la crosta terrestre.

CAPITOLO II.

Idrodinamica.

Come dicemmo *meteorodinamica* la parte che tratta dell'azione esercitata dall'atmosfera, così possiamo ora chiamare *idrodinamica* l'assieme delle azioni esercitate dalle acque. Naturalmente lo studio di queste azioni è alquanto più complesso che non lo sia quello delle azioni dell'atmosfera perchè le acque si presentano sotto forma e distribuzione assai varie, che influiscono sopra il loro modo di agire. Una parte delle acque superficiali si elimina evaporandosi nell'atmosfera, e di essa parte non è quistione; un'altra parte filtra attraverso le roccie, penetra nell'interno di esse a maggiore o minore profondità, e dà luogo poi a fenomeni più o meno importanti di dinamica endogena; all'esterno l'acqua si raccoglie sotto forma di correnti solide, ghiacciai, forma i laghi, fluisce lungo le depressioni nelle

valli a costituire i torrenti, i fiumi e via dicendo; a non grande profondità dalla superficie si costituisce un regime idrografico sotterraneo; e finalmente una gran parte viene ad accumularsi in masse veramente imponenti nelle grandi depressioni della superficie della terra, e forma i mari, gli oceani.

Possiamo dividere lo studio dell'idrodinamica in due parti. Nella prima tratteremo delle acque continentali, superficiali od a poca profondità dalla superficie della terra, nella seconda diremo dell'azione delle masse oceaniche, in quanto esse agiscono meccanicamente sulle sponde.

Colla prima parte comincieremo dall'azione devoluta alle acque filtranti, l'azione che abbiamo veduto iniziarsi per opera delle acque di pioggia o scorrenti alla superficie, od assorbite dalle roccie. Questo assorbimento di acque per parte delle roccie o dei materiali solidi terrestri si può verificare in iscala molto più vasta di quella che abbiamo potuto esaminare finora. L'azione delle acque filtranti non si arresta nei modesti limiti, in cui l'abbiamo considerata. Secondo la natura delle roccie l'acqua può dalla superficie penetrare a maggiore o minore profondità, anche quando apparentemente facciano difetto ampie vie di comunicazione, di passaggio. Le acque sotterranee possono quindi circolare o sotto forma di filamenti impercettibili, oppure assai liberamente, e costituire delle vene acquee, raccogliersi in canali assai ampî, o in vere masse interne, formare delle falde acquee sotterranee, o ristagni inclusi nelle formazioni.

Queste acque filtranti compiono un lavoro assai importante ed assai complesso sciogliendo alcune sostanze, asportandole così disciolte, precipitandole lungi dal luogo di presa, decomponendo e ricomponendo minerali, dando origine a svolgimento di correnti elettro-chimiche, mutando la struttura delle roccie. Queste azioni fisiche, meccaniche ed elettro-chimiche, che le acque esercitano a poca profondità dalla superficie terrestre, per cui sono capaci di produrre un doppio lavoro di costruzione e di distruzione, le vedremo compiersi poi molto in grande a maggiori profondità, e raggrupparsi col nome complessivo di *metamor-*

fismo. Se questi fenomeni di metamorfismo ci colpiscono immediatamente, perchè inducono nelle roccie la comparsa di caratteri così diversi da quelli ordinarî, dobbiamo però riconoscere in essi non una differenza veramente sostanziale dalle azioni delle acque a poca profondità, ma piuttosto una molto maggiore intensità dovuta a maggiore energia di azione a grandi profondità per il fatto della pressione considerevole e del calorico proprio dell'interno della terra, pei quali possono verificarsi nelle roccie varianti più accentuate e di costituzione mineralogica, e di struttura, e di assetto.

Il lavoro di costruzione delle acque consiste specialmente nel rendere più resistenti certi materiali di loro natura incoerenti; così possiamo citare il fatto dell'assodamento e della cementazione di molti materiali detritici. Le acque cariche di carbonato di calcio, essendo obbligate a filtrare tra materiali detritici, possono precipitare una certa quantità di quel carbonato allo stato di calcare spatico, il quale appunto viene a rilegare e cementare quei materiali. Nei marmi così detti brecciati, che presentano una tinta di fondo determinata con delle macchie ad angoli vivi dovute a materiali di altra tinta, dobbiamo riconoscere roccie formatesi per breccie cementate. Se il materiale detritico è rappresentato da sabbie o ghiaie, si hanno allora delle arenarie, dei conglomerati. La cementazione può avvenire per deposizione di carbonato di calcio o di silice a seconda il materiale sciolto nelle acque di infiltrazione. Però conviene aggiungere una considerazione. La cementazione può essere fatta con cemento calcare, oppure siliceo; e sono questi i casi più frequenti di cementazione; ma i materiali di cementazione possono provenire dall'interno, oppure dall'esterno del materiale cementato, può essere cioè la cementazione endogena oppure esogena. Vale a dire in alcuni casi il materiale dall'esterno penetra nell'interno delle masse che si cementano portatovi dalle acque infiltranti, altre volte invece è il materiale stesso da cementarsi quello che continuamente dilavato dalle acque che vi filtrano può sciogliersi in parte nelle acque stesse, ed una porzione depositarsi sui detriti e dare la cementazione

dei detriti rimasti, nel qual caso, come si vede, il cemento si forma a spese del materiale stesso cementato, e perciò la cementazione si potrebbe chiamare autocementazione.

Abbiamo già accennato precedentemente al lavoro che si compie nelle roccie attraversate da lacerazioni, le quali sono poi nel maggior numero dei casi trasformate in filoni, in grandi vene, in dighe, costituiti da materiali provenienti dall'esterno o dall'interno. Questo lavoro si deve all'azione costruttrice delle acque filtranti. Dobbiamo quindi considerare come un lavoro di costruzione delle acque il riempimento delle fessure, il formarsi delle vene, quando si tratti di riempimento mediante materiali provenienti dall'esterno o dall'interno delle roccie, in cui si trovano le fessure. Anche nel caso, del quale abbiamo parlato, di un vero trasudamento, trattasi di un lavorìo delle acque filtranti.

In certe roccie molto antiche, oppure aventi caratteri di eruttività, roccie a struttura cristallina, avviene di trovare delle lacune, ma frequentemente queste tapezzate da cristalli della materia costituente le roccie stesse, oppure da materiali cristallini, che entrano già nella costituzione della roccia, ma in certi tratti più ampiamente cristallizzati, come nel caso di geode a cristalli, formate come si formano i rivestimenti cristallini delle vene e dei filoni.

Questo lavoro di riempimento delle acque può essere considerato come un lavoro di costruzione delle acque, inquantochè, volere o non, il riempimento delle fessure nelle roccie non può far a meno di contribuire ad assodare, a dar maggiore compattezza, maggiore solidità alla massa delle roccie stesse.

Però è chiaro, che se le acque debbono compiere un lavoro di trasposizione del materiale cementato negli accumuli detritici, ciò non può avvenire senza che si verifichi al punto di partenza un lavoro di erosione delle masse. Dobbiamo quindi avere in certe località un lavoro di erosione corrispondente al lavoro di costruzione, che in altre località vediamo compiersi.

Il lavoro di erosione delle acque si può determinare e compiere in diversi modi: pel fatto di una semplice soluzione o

per chimica trasformazione dei minerali costituenti le roccie in composti solubili, a seconda l'esistenza nella roccia di materiali solubili per loro natura, o chimicamente trasformabili in materiali solubili. Hanvi poi materiali, che non sono nè solubili, nè trasformabili in materiali solubili, e che pure si prestano molto bene a tale lavoro di trasporto per opera delle acque: vogliamo dire dei materiali argillosi, dei materiali stemprabili.

L'eliminazione del cemento da conglomerati ed arenarie, o la esportazione di materiali stemprabili può dar luogo localmente a scoscendimenti capaci di modificare ampiamente la superficie terrestre in certe regioni.

Questo per le acque filtranti o scorrenti a poca profondità. Ma se desse possono agire in iscala assai vasta e intimamente nelle roccie che attraversano, bisogna pur ammettere, che debbono certo toglierví un determinato quantitativo di minerali, che poi possono depositare altrove a costituire altre roccie. Così hanvi delle sorgenti caratterizzate dai loro depositi d'incrostazione talora potenti, come quelle che dànno luogo al formarsi di calcari concrezionati, ai travertini. In Italia si citano colline intere costituite da travertino, da depositi calcari di tal natura.

Ecco dunque un lavoro costruttivo corrispondente ad un lavoro distruttivo.

Le sorgenti che hanno all'esterno questo carattere costruttivo sono di diversa natura a seconda delle diverse sostanze che portano o sciolte, o in sospensione. Diconsi in genere *acque minerali* le acque appunto, che contengono qualche minerale in tale quantità da assumere caratteri speciali di gusto, di sapore e di applicazioni terapeutiche.

E ciò basti per le acque filtranti e scorrenti nelle roccie a piccole profondità. Passiamo ora alle acque veramente superficiali. Queste, come sappiamo, si dispongono o in correnti, oppure in masse rinnovantisi sempre, ma apparentemente prive di moto di scorrimento: in correnti cioè, oppure in depositi la-

custri. Le correnti possono poi essere solide o liquide; queste ultime producono un lavorìo di azione molto energico e molto più rapido, che non le prime, a causa della loro maggiore scorrevolezza. Abbiamo a suo tempo stabilito essere i ghiacciai masse dotate di un moto di discesa verso il basso con una velocità molto minore di quella che si verifica per le correnti d'acqua liquida. Ed allora appunto abbiamo lasciato in sospeso l'argomento dell'azione esercitata dai ghiacciai, perchè il posto di esso stava naturalmente nella geologia dinamica.

I ghiacciai agiscono sulle roccie e determinano delle modificazioni nel loro aspetto esteriore tali da poter riconoscere in qualunque siasi tempo l'azione che i ghiacciai hanno potuto operare su quelle roccie. È probabile che in alcune località, dove un ghiacciaio viene ad urtare contro una roccia, si possa determinare anche lo scompaginarsi della roccia. Una grande quantità delle frane che si sono determinate nei tempi quaternarî sono certo una conseguenza della forte pressione di immense moli di ghiacciai che discendevano dalle Alpi. Nelle valli alpine, che sono state campo di azione di ghiacciai ora scomparsi, scorgesi distintamente, che fino ad un certo limite si hanno le roccie tondeggianti in grandi cupole fino alle laterali terrazze d'erosione glaciale, su cui stanno praterie, borgate e villaggi.

Quelle roccie arrotondate lo furono manifestamente per opera dei ghiacciai, che obbligati a far strisciare sulle roccie la melma, che si trovava fra la loro massa e le roccie stesse, si servirono di essa come di un vero smeriglio. E notisi, che quest'arrotondamento si trova sempre in corrispondenza delle sporgenze, dove i torrenti non hanno certamente potuto determinare quella levigazione. Di più possiamo riconoscere la levigazione prodotta da acque scorrenti da quella di origine glaciale; infatti le acque non limano le sporgenze in modo da formare delle vere cupole, si hanno invece delle sinuosità, dei solchi più o meno profondi; inoltre le roccie arrotondate dai ghiacciai lo sono piuttosto a monte, che non a valle. Infine si verificano sulle roccie, che subirono l'azione erodente dei ghiacciai, tante striature prodotte dallo sfregamento di granuli di quarzo, di pietre dure, che si trova-

vano incastrate fra il ghiacciaio e le roccie, e che vi hanno agito da veri bulini. Anzi dalla direzione di queste strie si può spesse volte dedurre l'andamento che aveva il ghiacciaio.

Di tali roccie striate troviamo ovunque nelle nostre Alpi, e la levigatura è molto più finita nel caso di roccie per loro struttura più compatte. Così la serpentina è la roccia, che meglio si presti a quella levigatura e striatura.

Abbiamo poi oltre alle roccie levigate dai ghiacciai, i ciottoli morenici, che si distinguono da quelli di fiume, perchè presentano delle faccie quasi piane, mentre quelli di fiumi sono dappertutto arrotondati; di più i ciottoli glaciali presentano delle strie analogamente alle roccie che hanno subìto la striatura dei ghiacciai. Questi ciottoli avranno naturalmente servito a levigare delle roccie e nel tempo stesso si sono levigati essi stessi.

Ma ciò che esprime bene l'azione dinamica di un ghiacciaio si è il trasporto del materiale roccioso, il quale viene così lentamente portato in regioni, ove poi afferrato dalle correnti liquide viene ulteriormente frantumato fino a costituire le sabbie trasportate dai fiumi più o meno a distanza. Il ghiacciaio per tal modo comincia un lavoro di accumulamento e di trasporto di detriti, per cui si formano sovr'esso dei monticiattoli, cui abbiamo già dato il nome di *morene;* i materiali vengono man mano trasportati alla scarpa terminale del ghiacciaio, donde poi le acque liquide s'incaricano di trasportarli a maggiore o minore distanza.

Come avviene questa disposizione di materiali detritici sul ghiacciaio? Si formano anzitutto degli accumuli di frammenti disordinati, alcuni più nella parte mediana, altri più lontano da questa, altri sulle sponde del ghiacciaio. Ora, siccome abbiamo notato parlando del movimento di discesa dei ghiacciai, essendo la velocità di questo moto di discesa massima verso la linea mediana del ghiacciaio e decrescente via via dal mezzo verso le sponde, ne viene necessariamente, che quell'accumulo di frammenti rocciosi, prima di aspetto irregolare, verrà poco per volta a costituirsi in cordoni longitudinali sui margini del ghiacciaio, inquantochè i materiali detritici, che trovansi sulle sponde, discendono lentamente, e quelli che più si avvicinano alla parte

mediana saranno dotati di maggiore velocità di discesa, mentre sono spinti verso i lati; cosicchè in ultimo quegli accumuli prima disordinati di frantumi a spigoli vivi, più o meno grossi e confusi precisamente come succede nella formazione degli accumuli di rovinìo, finiscono per disporsi in due cordoni sui lati del ghiacciaio, per cui prendono il nome di *morene laterali* del ghiacciaio stesso, l'una di destra, l'altra di sinistra, e rappresentano il contingente di materiali detritici, che la montagna ha fornito al suo ghiacciaio.

Le morene si distinguono da tutti gli altri accumuli detritici per caratteri speciali, che sono, come è ben naturale, intimamente connessi al loro modo di formazione. Così se noi pensiamo un momento a quello che deve avvenire di un accumulo di rottami caduti sopra un ghiacciaio, ci persuadiamo come gli elementi formanti questo accumulo devono essere di molto diversi e nella loro mole e nella configurazione da ciò che presentano gli accumuli di detriti fluitati dalle acque. Questi, sappiamo, sono tondeggianti, hanno i loro spigoli smussati; hanno sofferto tante azioni di attrito, che ciò che vi era di saliente nella loro massa è stato, per così dire, perfettamente distrutto. Invece i materiali morenici vengono portati in basso dai ghiacciai; ma la discesa si compie senza che abbiano a ravvolgersi nella massa come in una corrente liquida, per cui tali materiali non potendo venir scossi e urtati, è difficile che si manifestino in essi delle azioni così energiche da smussare i loro spigoli. Si presentano in generale a spigoli vivi, taglienti, quasi come fossero appena staccati dalla madre roccia. Di più noi troviamo questa altra caratteristica: mentre nei materiali detritici, anche non sedimentati, havvi una specie di classificazione degli elementi secondo la loro grandezza, perchè le correnti trasportano a maggior distanza i materiali più leggieri, mentre abbandonano più presto i più pesanti, in un materiale morenico non è possibile questa separazione. Egli è perciò che le formazioni moreniche si presentano sotto un aspetto caotico, vale a dire di miscela confusa senza classificazione alcuna di materiale. Così possiamo verificare in una morena delle argille, della melma ridotta allo

stato di massima finezza, in cui stanno inclusi frantumi di dimensioni estremamente varie, a partire dai frammenti che hanno migliaia di metri cubi di volume fino a quelli ordinari della grossezza d'un ciottolo comune, o di un granello di sabbia. Ma quello che più distingue gli accumuli morenici da quelli detritici di altra origine si è la varia configurazione che presentano. Difatti, quando una massa detritica viene ad essere trasportata da una corrente, si formano lentamente delle alluvioni od ammanti irregolarissimi, a lenti allargate, che ricoprono la regione latistante alla corrente, anche nel caso che si formino rapidamente, come nei coni di deiezione, di cui parleremo più innanzi. Invece il materiale morenico è abbandonato dal ghiacciaio in modo, che nella sua configurazione esterna rappresenta la disposizione terminale del ghiacciaio stesso. Così un accumulo morenico alla estremità d'un ghiacciaio presenterà una curva convessa a valle e concava a monte, precisamente corrispondente al lembo del ghiacciaio. Ciò per gli accumuli morenici, che sono abbandonati dal ghiacciaio ai piedi di esso, ove cessa la sua forza di trasporto. Per tutti quegli accumuli detritici, che non si trovano ancora al termine del ghiacciaio, ma che occupano le diverse regioni del ghiacciaio stesso, anche questi presentano una configurazione speciale: si addossano alle roccie in modo speciale; per cui non è assolutamente possibile il confondere un accumulo morenico da uno detritico di altra origine.

Questo agente di trasporto glaciale si presenta oggidì in iscala assai vasta; ed è naturale, che i ghiacciai, di cui abbiamo parlato altra volta, i quali arrivano a diecine di chilometri di lunghezza e che occupano dei bacini glaciali che hanno talora oltre a 100 chilometri quadrati di ampiezza, ricevano un grande contingente di demolizione delle montagne del circo originario, e che gli accumuli morenici, che si formano nei limiti d'azione del ghiacciaio, abbiano l'importanza di vere colline. Non abbiamo che a percorrere alcune regioni delle nostre Alpi per renderci conto della imponenza e della mole che presentano questi accumuli morenici.

Nei tempi geologici i ghiacciai avevano un'imponenza su-

periore agli attuali, quindi la loro forza di trasporto, il loro lavoro costruttivo era certamente prodigioso in confronto a quello che si verifica oggidì. Nella parte che tocca la geologia storica dovremo occuparci della formazione geologica della Valle del Po e specialmente di quella parte, che ha rapporti diretti colla regione che occupiamo; vedremo allora come delle regioni assai vaste siano completamente coperte di accumuli morenici per l'azione di antichi ghiacciai, tantochè troviamo delle colline elevate di centinaia di metri sopra il livello delle valli costituite unicamente da questi materiali frantumati, di origine evidentemente glaciale.

Ritornando alle morene come si trovano oggidì, dobbiamo fare uno studio strutturale del modo, col quale esse si presentano. Sopra un ghiacciaio non troviamo mai dei cumuli irregolari, ma i detriti li troviamo allineati, come già esponemmo incidentalmente, in cordoni, che possono essere di numero vario, mai inferiore a due in un ghiacciaio semplice, ove il contingente di rottami cadenti su di esso sia rilevante; troviamo però che di mano in mano che si scende sul ghiacciaio e ci avviciniamo alla sua terminazione, questi cordoni paralleli longitudinali vengono a perdere la loro individualità e si fondono assieme allargandosi; il contingente di frantumi carreggiati dal ghiacciaio aumenta da monte a valle, e aumenta in una proporzione così grandiosa, che non possiamo immediatamente renderci ragione di questa ricchezza di rottami nella parte inferiore in confronto alla superiore del ghiacciaio.

Frequentemente anzi generalmente noi possiamo, seguendo un ghiacciaio, vedere che nella parte superiore si presenta bianco immacolato; poi si accentuano poco per volta le morene, vanno ingrossando, e quando il ghiacciaio è multiplo, le morene finiscono per anastomizzarsi a giustaporsi per i loro margini.

Se risaliamo un ghiacciaio qualunque, quando abbiamo oltrepassato la porzione inferiore, dove esso è incanalato, entriamo nella regione più alta di esso, quella che possiamo considerare come bacino di raccoglimento; come questa parte si amplia

enormemente in confronto colla forra o gola di uscita, evidentemente la quota di detriti, che deve venire al ghiacciaio dai monti circostanti, deve essere molto maggiore, che non nella parte bassa del ghiacciaio, dove non abbiamo più una superficie di versante montuoso così ampia. Quindi possiamo dire, che quanto maggiore è l'ampiezza in superficie dei versanti rocciosi, che discendono su d'un ghiacciaio, tanto maggiore conseguentemente deve essere il contingente di frantumi che ne deriva; quindi in base a questo principio dovremmo trovare il ghiacciaio nella sua parte superiore molto più ricco in materiali detritici, che non nella inferiore. E invece succede tutto l'opposto; e ciò per un fatto molto semplice. Nelle regioni superiori del ghiacciaio la neve che cade ogni anno è superiore di molto in quota a quella che cade nella parte inferiore, di più la sua fusione è meno accentuata che non in basso, epperò essa deve contribuire a mascherare i materiali detritici; nella parte inferiore invece la minor quota di neve essendo anche soggetta a fusione più rapida, più facilmente i materiali morenici riescono allo scoperto. E difatti questa è una delle cause, dalle quali dipende l'apparente contraddizione, di cui sopra; ma v'è un'altra ragione. I materiali morenici sono trasportati in basso dal ghiacciaio e si allineano in cordoni laterali per la ragione già detta precedentemente; ora questi cordoni mano mano che discendono, trovano di tanto in tanto le spaccature del ghiacciaio; una parte di questo contingente morenico è destinato quindi ad essere ingoiato dai crepacci, cosicchè nella parte superiore del ghiacciaio una gran quota del materiale morenico viene ad essere ingoiata dal ghiacciaio stesso.

Vediamo ora che cosa succede. Supponiamo dei massi morenici incastrati nel ghiacciaio ad eguale profondità, ad esempio di 4 o 5 metri; la quota di fusione del ghiaccio aumenta di mano in mano che dall'alto ci portiamo al basso; questo è ancora un fatto semplicissimo, inquantochè nelle regioni più basse la temperatura atmosferica è più elevata. Supponiamo che questi massi rimangano fermi, cioè non discendano assieme col ghiaccio; può avvenire che per un masso in una regione elevata, prima

che sia fusa tutta la falda di ghiaccio sovrastante, venga l'inverno, e che nuova neve e ghiaccio ricuoprano la regione, ove il masso è sepolto; ma per un masso ad egual profondità in luogo più basso, la falda di ghiaccio sovrastante potrà venire tutta fusa, ed esso comparirà alla superficie.

Abbiamo fatto l'ipotesi che i massi stieno fermi, ma questo noi sappiamo essere impossibile, perchè la massa del ghiacciaio discende lentamente, e lentamente discendono anche i massi incastrati nel ghiaccio delle regioni elevate; essi finiscono per essere poco alla volta portati nelle parti inferiori, dove la fusione essendo molto rapida vengono a giorno quasi come se emanassero dalla massa del ghiacciaio. In conseguenza di questo fatto una grande quantità di massi morenici, che penetrano nella massa del ghiacciaio per opera dei crepacci, può rimanere invisibile per molto tempo, finchè i massi, arrivando nelle regioni, dove la fusione è più energica, vengono fuori, e dànno una quota superficiale di frammenti morenici molto più abbondante in confronto di quella delle regioni superiori.

Occupandoci ancora della costituzione delle morene, se percorriamo un ghiacciaio, possiamo facilmente cadere in errore nel calcolare il volume di queste morene. Sul ghiacciaio vediamo elevarsi sopra la sua superficie una collinetta, che è il cordone morenico; noi possiamo credere a prima giunta, che il ghiacciaio formi al disotto una superficie piana continua; possiamo credere, che il rilievo sia completamente costituito di frantumi, ed esagerare la cubatura della morena. Al disotto di un cordone morenico havvi invece un rilievo di ghiaccio, cosicchè il vero spessore del cumulo detritico viene ad essere di molto diminuito.

Questo fatto è facile a spiegarsi. I materiali rocciosi hanno un'influenza ben diversa a seconda dei casi sopra il ghiaccio. Un masso di roccia isolato e che non abbia grandi dimensioni, messo sopra la superficie del ghiacciaio, agisce come un calefacente; vale a dire agevola la fusione del ghiacciaio, perchè assorbendo per la sua tinta bruna grande quantità di calore, lo irradia poi verso il ghiaccio, e, specialmente dalla parte di mezzogiorno, si vede il

ghiaccio fondersi più attivamente, formarvisi una depressione. Si formano così quei fori, che i montanari chiamano *fori meridiani*, perchè indicano la posizione del mezzogiorno. Ma se la massa è assai grande e ricopre una superficie rilevante del ghiacciaio, può avvenire benissimo che la parte di ghiacciaio, che si trova al disotto del masso stesso, sia sottratta all'azione dei raggi solari. Così poco alla volta viene a formarsi una specie di rilievo, una specie di colonna, che talora diventa alta 3 o 4 metri, ricoperta dal masso morenico. Si forma in questo caso qualchecosa di analogo alle colonne di terra nei cumuli incoerenti o frammentizî per opera delle pioggie, ma con un meccanismo alquanto differente. Tale piedestallo si assottiglia, finchè arriva un momento, che non ha più forza di sorreggere il masso, il quale perciò cade per ripetere a poca distanza lo stesso fenomeno. Queste produzioni bizzarre si chiamano *funghi di ghiacciaio*. Lo stesso fatto avviene per le morene. La morena copre una massa di ghiaccio, che viene sottratta alla fusione; si forma così un rilievo di ghiaccio, che rimane mascherato dalla morena stessa.

Le morene in generale sono costituite da materiale frammentizio incoerente ed a spigoli vivi; ciò non toglie però che in alcuni casi si presentino dei massi arrotondati; ed il geologo che vuole stabilire la differenza fra i materiali detritici fluitati ed i morenici, in alcune località non deve tener calcolo in modo troppo assoluto dello arrotondamento dei detriti. Nella catena del Monte Bianco abbiamo avuto occasione di accorgerci di questo fatto. Le morene attuali, che si formano sotto i nostri occhi con materiali, che non hanno avuto niente a che fare colle correnti acquee, si presentano in materiale arrotondato, in grosse bombe. Non si può spiegare ciò, che per un fatto indipendente dalle correnti liquide, inquantochè mancano affatto in tutta la regione donde provengono quei materiali; per natura della roccia ivi i pezzi che si staccano dalle pareti delle montagne sono di mole rilevante. Bisogna notare, che in alcune località del Monte Bianco per arrivare dalle vette ai ghiacciai vi sono dei dislivelli di 1300, 1500, 2000 e più metri, e le roccie vi discendono con pendenze molto forti, raramente proprio a picco; un frantumo che si stacchi dal-

l'alto è obbligato ad urtare contro le roccie che gli stanno al disotto, e possiamo immaginarci ciò che nasce da tali urti, specialmente quando si tratta di roccie di varî metri cubi; ed è in questi urti che i frantumi vengono poco alla volta ad arrotondarsi, distruggendosene le sporgenze.

Parlando della struttura delle morene abbiamo detto, che sono costituite da materiali incoerenti; ancor qui dobbiamo fare le debite riserve. Vi sono dei materiali, che si prestano a dare una morena incoerente, ma in altri casi essi si riducono facilmente in polvere od anche si cambiano in fanghiglia, quando si prestano ad azioni chimiche assai rapide per parte dell'atmosfera; cosicchè secondo la natura della roccia si formano delle morene incoerenti o meno. Molte delle morene attuali si trovano nelle condizioni di ammassi incoerenti, e salendo sopra di esse si sente la massa muoversi; ma in molti altri casi, sia per la natura del materiale, il quale facilmente si altera e produce del terriccio, che si introduce negli interstizî, sia ancora per le circostanze locali, per cui delle acque provenienti dal ghiacciaio portano melma, può avvenire, che la morena si trasformi in una specie di conglomerato a grossi elementi, ma cementati fino al punto da rendere la morena impermeabile. Sulle morene del ghiacciaio del Miage al Monte Bianco troviamo dei laghi scavati in esse; il ghiacciaio ritirandosi ha creato diversi cordoni di morene, e fra cordone e cordone sono frequenti i laghi; bisogna bene ammettere che il materiale morenico sottostante sia impermeabile. L'impermeabilità d'una morena può dipendere, oltrechè dalla melma deposta negli intestizî, da una vera cementazione; così le morene della Valle della Dora Riparia in alcune località si presentano indurite talmente, che occorre assolutamente la mina per demolirle. Sono le acque calcari della Dora Riparia, che filtrando fra i minimi frammenti hanno depositato il carbonato di calcio, che ha agito come cemento.

Le morene secondo la loro disposizione sui ghiacciai sono o *longitudinali* o *trasversali*. Le morene longitudinali sono quelle che si allineano lungo i ghiacciai e che riposano in parte sul ghiacciaio ed in parte sulle sponde rocciose: sono le *morene*

laterali. Ogni ghiacciaio presenterà due di queste morene, quella di destra e quella di sinistra; e ciò nel caso di un ghiacciaio semplice. Quando però un ghiacciaio risulta da varî ghiacciai alimentatori si dovranno avere più cordoni morenici. Supponiamo che la corrente principale sia formata solamente da due ghiacciai; allora dove la morena destra dell'uno incontra la sinistra dell'altro si forma una sola *morena mediana*. Nelle morene mediane si distinguono facilmente le parti corrispondenti all'uno ed all'altro ramo, quando i fianchi delle montagne che guardano verso l'uno e l'altro dei ghiacciai sono di roccie differenti. Dunque in un ghiacciaio semplice abbiamo due morene laterali; in uno formato da due ghiacciai, due morene laterali più una mediana, totale tre; in un ghiacciaio formato da tre altri, due laterali, nessuna mediana, ma sibbene due altre morene, che chiamiamo *mediolaterali*, totale quattro; in un ghiacciaio formato da quattro ghiacciai semplici, avremo sempre le due morene laterali, rimarranno le due mediolaterali, e si costituirà nuovamente una morena mediana; e via dicendo.

Così nel caso di un ghiacciaio regolare, dove non si verifichino cause che possono turbare questo regolare andamento, potremmo ricavare dal numero delle morene un dato per conoscere il numero di ghiacciai alimentatori del tronco maestro; non abbiamo che a sottrarre uno dal numero delle morene, per avere il numero dei ghiacciai costituenti il ghiacciaio complesso.

Queste sarebbero le morene longitudinali; ma havvi anche un tipo di morena logitudinale, la quale è meno frequente e si discosta molto da quelle, che abbiamo accennate, e che generalmente non s'incontra, che al termine del ghiacciaio, senza essere però ancora una morena terminale. Frequentemente in alcune valli alpine dei grandi ghiacciai, dove sboccano in valli maggiori, o dove trovano a mancare l'appoggio e allargarsi, incontrano un rilievo di terreno, la massa di ghiaccio viene divisa in due correnti; supponiamo che vi sia uno sprone di roccia, che riesca a dividere il ghiacciaio in due correnti; avremo nel mezzo un solco, e tutti i materiali morenici, che si trovano in vicinanza, tenderanno a precipitare sul piano inclinato, e ver-

ranno a costituire una morena, che presenterà larga base a valle, e verrà a scomparire a monte. Questa è la *morena incidente*, che ha ancora un andamento longitudinale. Non si può confondere con una mediana, perchè questa presenterà uno sviluppo pressochè eguale tanto al termine del ghiacciaio che in regioni più elevate.

Abbiamo accennato a queste morene incidenti, perchè appunto nel grande ghiacciaio che discendeva dalla Valle d'Aosta si verificava questo fatto marcatissimo, per cui si sono formati due archi morenici separati da una morena incidente.

Dobbiamo ancora parlare delle *morene insinuate.* Sul versante delle montagne, tra cui scorre il ghiacciaio, vi sono naturalmente dei valloni; quando succede che la morena deve passare vicino al loro sbocco, il ghiaccio, come l'acqua liquida, penetra in essi come in una regione di ristagno, nello stato di tranquillità, per la quale si accumulano i materiali morenici, come i galleggianti nel caso dell'acqua liquida. Per questo insinuarsi delle morene si formerà un accumulo più potente di materiali morenici, il quale naturalmente potrà sussistere anche a completa scomparsa del ghiacciaio. Perciò nelle valli altra volta percorse dai ghiacciai di una certa importanza troviamo i villaggi situati sul fianco delle montagne, astrazione fatta di quelli che si trovano sul fondo della valle; e li troviamo preferibilmente nelle insenature corrispondenti ai valloni secondarî, che discendono nella valle, perchè in queste insenature vi ha un cumulo più sviluppato di materiali morenici. Spieghiamo facilmente questo fatto considerando, come in quelle località le morene rappresentino le aree più atte alla coltivazione.

Abbiamo poi le morene, le quali si dispongono trasversalmente al ghiacciaio, oppure altrimenti che le longitudinali. La *morena terminale,* o *frontale* è quella che viene costituita da un cordone di materiale morenico là proprio dove termina il ghiacciaio. Queste morene frontali sono disposte ad arco di cerchio più o meno regolare. Le morene frontali sono in alcuni casi appoggiate alla massa di ghiaccio quando il ghiacciaio non ha subìto alcun

movimento di indietreggiamento; se il ghiacciaio si è ritirato, si avrà un solco interposto fra il termine del ghiacciaio e la morena frontale o terminale.

In tal caso frequentemente possiamo vedere un altro tipo di morena, la così detta *morena profonda*. Questa morena è tutta melma, è un cordone poco elevato di fango, che indurendosi, solidificandosi, può prendere consistenza e perdurare; essa non è altro che il prodotto del continuo polverizzamento del materiale roccioso che, penetrato nelle crepature, si trova preso tra la massa del ghiaccio e le roccie, che costituiscono l'alveo del ghiacciaio, e così stritolato e ridotto in vera melma, pel scivolamento o moto di discesa del ghiacciaio stesso. Questa fanghiglia continuamente spinta innanzi dal movimento discendente del ghiacciaio viene cacciata fuori poco per volta in modo da costituire un rilievo non mai molto accentuato di melma; diciamo non molto accentuato, perchè l'acqua di fusione del ghiacciaio facilmente esporta questo materiale fangoso, da cui proviene il suo intorbidamento.

Se il ghiacciaio si ritira a varie riprese, abbiamo prima una morena che corrisponde al massimo avanzamento del ghiacciaio; possono essere avvenuti varî periodi di ritiro intercalati con dei periodi di sosta talmente prolungati da dar origine a varie morene distinte. I cordoni morenici risultanti da questi periodi di sosta vengono a costituire tanti archi concentrici, perchè formati tutti dalla stessa massa di ghiacciaio. Possiamo poi avere anche delle morene laterali abbandonate a diversi livelli per periodi di abbassamento di livello con soste prolungate, cui corrispondono terrazze di erosione glaciale.

Dove poi una morena mediana incontra un ostacolo, aderisce quasi contro di esso, e si viene a costituire una *morena di ostacolo*.

In pratica però non abbiamo mai una regolarità perfetta nelle morene. La massa terminale del ghiacciaio molte volte è ricoperta da un manto continuo di materiali detritici, in cui non possiamo più trovare il regolare andamento delle morene. Questo cumulo, questo sfasciarsi delle morene, dà il così detto *morenico sparpagliato* o *disperso*. Non tutti i ghiacciai però

presentano questo morenico disperso; per esso occorre, che il bacino di raccoglimento del ghiacciaio dia un gran contingente di materiale morenico.

Le morene frontali presentano la configurazione ad arco di cerchio finchè non intervengono delle cause, che possano turbare tale configurazione; e una di queste circostanze sarebbe il formarsi nel ghiacciaio di varî corsi d'acqua, o d'un corso soggetto a cambiamenti; la morena viene allora sbrecciata in molte parti, e l'arco di cerchio viene obliterato.

Talvolta invece di un indietreggiamento del ghiacciaio può avvenire un avanzamento; in tal caso la vecchia morena frontale è distrutta, ed altra se ne forma più lungi.

Le correnti superficiali più che il vero còmpito di erosione dei rilievi terrestri hanno quello di trasportare a distanza i materiali detritici, che provengono dall'azione degli agenti dell'atmosfera sulle roccie. Abbiamo veduto come le correnti solide godono della proprietà di trasportare a distanze maggiori o minori, secondo il loro sviluppo, i materiali così detti morenici, che altro non sono, che la somma dei detriti rocciosi dei diversi versanti dei circhi glaciali. Le correnti terrestri liquide non hanno veramente il còmpito di trasportare a maggiori distanze quei detriti istessi prendendoli là ove cessa l'azione di trasporto glaciale, nel caso di regioni presentanti ghiacciai. Alle correnti terrestri liquide incombe per intiero il lavoro di trasporto dei detriti fino dalla loro origine in quelle regioni, in cui non hanvi ghiacciai. Possiamo dire, che desse correnti, più che di demolire, hanno il còmpito di sgombrare dei rottami le regioni alpine, trasportandoli a distanza.

Ciò non vuol dire però che l'azione di una corrente si limiti soltanto a far cambiare di posizione i detriti che può trascinare in sua balìa; in certi casi speciali è naturale che la sua forza meccanica debba determinare anche la demolizione dei materiali solidi, sopra i quali scorre. Ma se noi meditiamo per qual fatto una corrente terrestre può riescire demolitrice, ci persuaderemo subito come questa azione non può essere tanto vasta in confronto

dei lavori di demolizione provenienti da altre cause. Difatti, perchè una massa d'acqua possa demolire meccanicamente una roccia, havvi bisogno d'una forza ragguardevole, la quale non può provenire, che dalla massa rilevante d'acqua e dalla notevole velocità ond'essa è animata. Per riguardo alla massa d'acqua è chiaro, che dove essa acquista maggiore imponenza non è certo dove per il pendìo maggiore la velocità di discesa ne verrebbe esagerata; difatti egli è nelle montagne, nel così detto bacino idrografico, nel bacino di raccoglimento della corrente, che troviamo la massima pendenza, in corrispondenza della quale abbiamo il massimo di velocità; ma insieme a questa massima velocità non abbiamo il massimo volume di acque, non avendo ancora la corrente di una certa importanza ricevuto i suoi maggiori affluenti; sicchè l'aumento di forza che si potrebbe avere per la velocità maggiore non giunge a quella quota, che dovremmo aspettarci per l'esiguità della massa acquea; la forza quindi erosiva non può essere veramente rilevante. Ma v'ha un'altra considerazione a fare: potremo nulladimeno ammettere che nel bacino idrografico una corrente acquea abbia un carattere erosivo e in forza della massa e in forza della velocità; ma quali sono i materiali, sui quali l'azione erosiva deve esercitarsi nel bacino di raccoglimento? Sono generalmente roccie d'una certa antichità, e che presentano una grande resistenza. Il caso più generale che cade sotto ai nostri occhi è quello di vedere torrenti incassati profondamente in mezzo a rupi, attraverso alle quali non hanno potuto aprirsi un grande alveo, quantunque godano di grande velocità, e la massa d'acqua non sia esigua.

Non bisogna però credere in modo assoluto, che le correnti acquee non sieno demolitrici, e non concorrano alla demolizione dei rilievi terrestri. In certe località dove vi sia un materiale incoerente, che si presti ad essere degradato meccanicamente, avviene benissimo che la corrente sottomina, scava, erode e può trasportare a distanza il materiale toltone, quindi agisce come elemento demolitore; ma quando la corrente esce dalla sua valle montana, quando cioè si espande e la sua velocità si fa minore, allora essa perde quasi completamente ogni forza erosiva, inquantochè

la velocità di discesa si fa molto tenue pella forte diminuzione di pendìo; in tale circostanza diventa di sua natura un agente costruttore, cioè di riempimento, piuttosto che di demolizione.

Abbiamo già accennato come un grande corso d'acqua presenti diversi periodi, i quali sono caratterizzati da un diverso modo di agire. Ora è appunto l'occasione di insistere su questa divisione in diversi periodi d'un corso d'acqua.

Al primo tratto d'una corrente d'acqua, quando si forma coll'unirsi dei numerosissimi rivoli e torrenti, che solcano un bacino idrografico, si suol dare il nome di *periodo di erosione*. Veramente non dobbiamo fare gran calcolo di questo lavoro erosivo, come abbiamo detto, ma possiamo mantenere l'appellativo in vista di ciò che in questo primo periodo il lavoro di erosione è ben più rappresentato che non in qualunque altro dei periodi successivi. Il maggior lavoro della corrente in questo primo periodo è di raccogliere i materiali detritici caduti dai fianchi delle montagne sul fondo delle valli, oppure che sotto forma di morene si sono accumulati ai piedi dei ghiacciai; la corrente si incarica di trasportarli a distanza, facendoli uscire dal bacino idrografico per riempire le maggiori depressioni, le valli di ordine superiore, in cui sbocca. Avvengono puranche, ma più raramente ed in minor scala, i casi di riempimento di tratti di fondo delle valli.

Dunque nel tratto corrispondente alla valle montana, in cui il corso d'acqua si forma, è appena accennato il lavoro di riempimento, costruttore, per l'abbandono di materiali detritici; in genere la massima parte dei detriti è asportata e trascinata anche a distanze enormi.

Nel periodo di erosione i corsi d'acqua presentano delle accidentalità più o meno curiose, dipendenti dal modo di presentarsi dell'alveo. Quando la corrente acquea è obbligata a discendere rapidamente sul *thalweg* a forte inclinazione, si costituisce allora una rapida, od un seguito di cascatelle; quando invece la pendenza dell'alveo è repentinamente interrotta da un salto, da uno di quei gradini che dipendono dalla struttura stratigrafica della roccia, abbiamo una cascata. Vi sono

anche cascate, la cui azione demolitrice può avere una importanza geologica, quando i materiali, in cui è scavato l'alveo della corrente, presentano una presa assai considerevole al lavorìo di demolizione. In tale categoria deve ascriversi la famosa cascata del Niagara, tanto che la quota di indietreggiamento annuale e secolare per la demolizione del ciglione del salto può essere valutata con una certa esattezza. Ma tolto il caso, in cui il corso d'acqua scorre sopra delle roccie, che si prestino a questo lavorìo di sfacelo, le cascate sono permanenti, ed il lavoro di erosione sulle roccie è reso appena evidente dal lisciamento delle pareti rocciose.

Dopo il periodo così detto di erosione, uscendo dal bacino idrografico, la corrente si trova a perdere grandissima parte della sua forza, perchè il pendìo dell'alveo diminuisce grandemente, e la corrente, non trovandosi più imprigionata fra le roccie, può allargarsi liberamente, perdendo tanto più della sua forza, quanto maggiore è l'ampliarsi. Difatti l'azione dinamica di una corrente acquea per rapporto alla sua massa, rimanendo questa costante, varia a seconda dell'ampiezza trasversale della corrente stessa, cioè, il che torna allo stesso, cresce la forza della corrente coll'aumentare la distanza tra il livello superiore e l'inferiore della massa, quindi col restringersi della sezione trasversale, e diminuisce nel caso inverso. Egli è per ciò che a parità di massa la corrente ha una forza di trasporto molto più grande negli stretti alvei, nel bacino di raccoglimento, che non negli ampî letti della pianura o di una valle di ordine superiore, in cui sbocchi.

E appunto per questo nelle nostre valli alpine possiamo rimarcare bene un fenomeno molto curioso e interessante geologicamente parlando. Una corrente di certa forza quando si trova allo sbocco d'una vallata, perdendo quasi istantaneamente la maggior parte della sua forza di trasporto, abbandona tutto ad un tratto i materiali trasportati, formando una specie di cono schiacciato, disposto a guisa d'un ventaglio, coll'apice rivolto allo sbocco della valle. Questi accumuli di forme speciali si chiamano *coni di deiezione*. I coni di deiezione si possono studiare in formazione

anche oggidì e nelle vallate alpine si presentano talora nel loro stato originario di formazione, vale a dire costituiti ancora da ghiaie sterili, incoerenti, nelle quali la corrente non avendo preso il suo andamento di equilibrio, fa continue varianti nel corso di discesa. Ma in altre località, dove il cono di deiezione data già da lungo tempo, la corrente ha preso il suo andamento di equilibrio, vale a dire è riuscita a scavarsi un alveo sufficiente nel cono stesso, sufficientemente profondo, perchè nelle piene non trabocchi al difuori, assumendo un corso vagabondo. Quando è raggiunto questo equilibrio, allora poco per volta la superficie del cono di deiezione si ricopre di vegetazione.

La formazione dei coni di deiezione ci illumina sopra fatti geologici compiutisi in tempi geologici nella nostra Valle del Po, della quale ci occuperemo meglio parlando della sua costituzione geologica.

Differenze sostanziali fra i coni di deiezione attuali e quelli antichi, geologici, non esistono. Tutti sono prodotti dallo stesso fenomeno; forse nel passato compiutosi in iscala più grande, perchè per le condizioni speciali climatologiche allora si dovevano avere dei corsi d'acqua molto più abbondanti e formidabili degli attuali.

Avviene che nelle valli il corso del torrente si faccia molto sinuoso, descriva una quantità di meandri; lo stesso fatto si verifica, e in più grande scala, nelle grandi pianure percorse dal fiume; ma la ragione della formazione di questi meandri non è uguale nell'un caso e nell'altro. Finchè stiamo nel bacino idrografico d'un fiume, i meandri sono una conseguenza dei coni di deiezione laterali. Avviene assai frequentemente che le valli secondarie sbocchino in una valle principale con una specie di alternanza, per modo che allo sbocco di valle da un lato corrisponde sul lato opposto una terminazione di rilievo secondario o contrafforte; ne viene in conseguenza un seguito di coni di deiezione innestantisi da destra a sinistra e respingenti alternatamente a sinistra ed a destra il corso d'acqua principale.

Nelle pianure, che così possiamo chiamare le grandi valli riempite di detriti, troviamo ancora questi meandri, e ne ab-

biamo belli esempi nella Valle del Po, e meglio ancora in quella del Mississipì in America. Nella pianura la corrente si trova a scorrere su un pendìo estremamente dolce; se succede una piena, riesce a trasportare a certa distanza dei materiali fini o ghiaie; ma appena cessa il movimento di piena, questo materiale è tosto abbandonato e quasi sempre in modo da formare un ostacolo al corso stesso del fiume. Il fiume è allora obbligato o a sgombrare l'ostacolo fatto, oppure a prendere un'altra via. La demolizione dell'ostacolo è molto difficile per la diminuita forza della corrente, sicchè il fiume è generalmente obbligato a prendere un'altra via, e la prende un poco alla volta. L'acqua urtando contro l'ostacolo è obbligata a girarlo, ed allora la spinta che riceve la massa d'acqua fa sì, che erode poco per volta dalla parte opposta, e si costituisce un principio di curva, che va sempre più accentuandosi.

Secondo la natura dei materiali alluvionali, che costituiscono le sponde, questi meandri si fanno naturalmente più o meno sentiti; essi hanno un andamento molto instabile e sono soggetti a cambiamenti assai repentini ad ogni piena.

In certi casi vengono questi meandri ad essere completamente abbandonati dalla corrente, ed isolati da essa per otturamento all'entrata, e si hanno allora dei ristagni in curva, che si chiamano *anse*, o *lanche*.

Nelle regioni piane il materiale trasportato è abbandonato con grande facilità, ma non più sotto forma di coni di deiezione, bensì sotto forma di cumuli molto estesi lateralmente, a seconda della potenza del corso. In genere le *alluvioni* sono prodotte dalle piene dei fiumi, ed è quindi naturale che la maggior copia di esse si accumuli in vicinanza del corso.

Una parte di pianura percorsa da un fiume va insensibilmente innalzandosi sopra il livello della regione latistante. Il fiume col suo tirante d'acqua può mantenersi un alveo scavato in questi rilievi formati da successive alluvioni, ma è frequente il caso, che l'alveo sia ad un livello superiore a quello delle pianure che stanno ai lati della regione fluviale. Possiamo farci subito un'idea dell'importanza di conoscere bene tali fatti, quando si tratti di grandi

fiumi, che percorrono regioni coltivate e popolate, come nel caso della Valle del Po, contro le inondazioni dei quali l'uomo deve cercare qualche rimedio per prevenirle o per diminuirne i danni.

Ora prima di occuparci di ciò che succede alla foce d'un fiume diremo due parole sul modo di comportarsi degli affluenti, quando arrivano ad una pianura.

Se la valle, in cui scorre il fiume principale, è una valle alpina, allora il torrente o fiume che discende lateralmente crea il suo cono di deiezione, che tenderebbe a respingere il corso maestro; ma nella maggior parte dei casi il torrente taglia diritto per la più corta, e si innesta alla corrente principale quasi ad angolo retto. Quando invece o la vallata alpina è sufficientemente ampia per formare un bacino di pianura, oppure la riunione delle due correnti avviene in un grande bacino, le deiezioni portate da ciascun corso d'acqua secondario tendono ad allontanare sempre più la bocca di sfogo della corrente secondaria nella principale, sicchè l'incontro avviene sotto un angolo, che chiamasi *angolo* o *gomito di inflessione* o *di affluenza*, e che è tanto più acuto quanto maggiore è la copia di materiali trasportati dalla corrente affluente; e può anche succedere il fatto curiosissimo, che il gomito di inflessione si accentui tanto, che il corso del fiume secondario diventa parallelo a quello principale. Un esempio si ha nell'Adige, che dovrebbe presentarsi come un affluente del Po, ma che colle sue alluvioni si è portato tanto avanti da raggiungere il litorale Adriatico senza sboccare nel Po; cionondimeno l'Adige non è una corrente principale, individualizzata, ma fa parte del regime del Po.

Nel periodo di erosione dunque il còmpito della corrente è piuttosto quello di sgombero dei materiali detritici, e di riempire le depressioni nel periodo detto di deiezione. Nondimeno non possiamo ammettere ciò in modo affatto esclusivo; infatti in alcune località ed in certe determinate condizioni l'azione erodente si manifesta tanto nel primo periodo quanto nel secondo, come pure l'abbandono dei materiali trascinati può farsi in entrambi i periodi.

L'azione erodente delle acque sulle roccie può essere coadiuvata dai materiali, che le acque stesse trasportano; di tal modo le sponde rocciose vengono nel periodo di erosione smussate, levigate e perforate in quelle che si chiamano *marmitte dei giganti;* queste possono poi anche originarsi per azione di acque non correnti, come sulle scogliere dei litorali. Immaginiamo che un'accidentalità della roccia si presenti ad ostacolare il corso regolare d'una corrente, e che questa venga ad urtare contro quell'ostacolo in maniera da determinarsi un rigurgito nella massa dell'acqua; se l'acqua è limpida, manifestamente non si avrà, che un lavoro di pulimento delle roccie, pulimento che si compie tanto più rapidamente, se l'acqua stessa trovasi carica di granuli sabbiosi. Ma può avvenire, che in tale rigurgito l'acqua sia obbligata ad un movimento di rotazione, che facilita e compie in un determinato modo quel lavoro di erosione. Determinato una volta, non havvi ragione perchè quel lavoro di limatura della roccia non avvenga sempre, e inoltre sempre in quella determinata direzione, cioè sempre con quello stesso movimento rotatorio. Ed è a siffatto movimento, che è dovuto il primo iniziarsi della formazione di quegli scavi, che dicemmo chiamarsi *marmitte dei giganti.* Iniziate così tali escavazioni, quando le acque si ritirano, dei granuli sabbiosi rimangono imprigionati nel fondo delle cavità stesse, e quando poi succede un nuovo periodo di piena quei granuli prendono nuovamente il movimento di rotazione, e ricomincia il lavoro di escavazione. In poche parole l'attrito esercitato dai granuli sabbiosi, od anche da grossi frammenti trascinati in vortice, ha per còmpito di escavare le roccie molto localmente al punto, che poco per volta si vengono a costituire delle cavità imbutiformi, frequenti nelle nostre valli alpine.

Passando poi alle erosioni che possono essere determinate dalla corrente nel suo secondo periodo, nel quale esso lavoro si può dir minimo in confronto di quello di abbandono dei materiali detritici, abbiamo fatti, che meritano di essere citati.

In America specialmente esistono delle regioni pianeggianti, che si estendono a grandissima distanza, e che sono costituite

di materiali detritici non solo, ma anche facilmente demolibili. Le acque dei fiumi scorrono sopra queste regioni, e riescono poco per volta a scavare quei terreni per modo, che si costituiscono dei piccoli letti, che vanno via via affondandosi per la grande facilità, con cui le acque erodono le sponde. Si costituiscono così dei solchi molto profondi a pareti quasi a picco, che noi chiameremmo col nome di *gole* o *forre*, e che in quelle regioni ricevettero il nome speciale di *cañon.* Noi possiamo osservare qualcosa di analogo a quelle regioni nelle vallette dell'Astigiano, le quali non sono, che tanti solchi di erosione compiutasi in iscala assai vasta per la ragione, che non si ha che dell'argilla sormontata dalle sabbie gialle plioceniche e al disopra ancora le alluvioni plioceniche.

Le vallette dell'Astigiano versano le loro acque nel Tanaro mediante letti estremamente capricciosi nel loro andamento e con pareti a picco, specialmente se in valli costituite da sabbia, ed alquanto meno accentuate; se havvi invece dell'argilla, la quale è facilmente stemprabile, si formano delle vallette di erosione, che non hanno veramente tutte l'aspetto dei *cañons* dell'America, ma di meccanismo di formazione affatto identiche.

Al lavorìo lento secolare delle correnti possiamo attribuire il così detto *terrazzamento.* Quando un corso d'acqua sboccava dalla sua valle in una pianura, dapprima non aveva ancora avuto il tempo di scavarsi un letto, ma coll'andar del tempo il lavoro di accentramento delle acque si è compiuto per modo da abbandonare a distanza quelle prime terrazze di erosione, prodottesi nei primi tempi. Questo lavoro di ritiro delle acque corrisponde a diversi periodi di innalzamento del terreno; così le nostre Alpi si sono sollevate a periodi, e si comprende come ad ogni periodo di innalzamento abbia dovuto corrispondere un maggior pendìo di discesa delle acque, quindi tanta maggiore velocità delle acque, tanta maggior potenza erodente, e quindi tanto più marcato accentramento delle acque.

Facendo una sezione trasversale in uno qualunque dei torrenti che discendono dalle nostre Alpi, troveremo generalmente diverse di queste terrazze prima di giungere al piano dell'alveo attuale.

Ed ora passiamo al terzo periodo di una corrente, all'azione di un grande fiume, che arriva fino ad un grande lago o fino al mare. Quella che si esercita in questo terzo periodo non è più una azione dovuta alla corrente pura e semplice, ma coadiuvata anche dalle acque del mare, e costituisce un terzo periodo delle grandi correnti, quello *della deltazione*, corrispondente a quel periodo, in cui la corrente ha perduto completamente ogni forza di trasporto, per cui abbandona tutto il materiale detritico. Questo non può avvenire se non colla mancanza, per così dire, della corrente stessa, cioè quando la corrente viene a sboccare in una grande massa d'acqua lacustre o in mare, perchè allora le sue acque perdono tutta la loro forza; succede completamente quello, che parzialmente avviene nel formarsi del cono di deiezione. La corrente sboccando dalla valle alpina perde gran parte della forza di trasporto e abbandona i materiali più grossi, dei quali si costituisce il così detto cono di deiezione; poi quando finalmente arriva a mare, le sue acque si perdono nel bacino, in cui sboccano, e tutto il materiale residuo si depone formando un altro cono di deiezione, che si presenterà in condizioni di configurazione diverse pel fatto che esso si forma sotto la pressione della massa d'acqua, in cui avviene lo sbocco della corrente. Anche in quest'ultimo periodo la corrente si mostra come eminentemente costruttrice, poichè quantunque il fenomeno avvenga con regole diverse da quelle, secondo cui si compiono i coni di deiezione ordinarî, purnondimeno se si mantiene una certa costanza di azione per un tempo sufficientemente lungo, l'effetto finale si è che poco alla volta la depressione, in cui il fiume sbocca, o almeno parte di essa, si riempie di materiali più o meno fini, e potrà in tal modo avvenire, come avviene realmente, il caso, che in corrispondenza della foce di un fiume la terra guadagni sopra il mare; avremo allora l'avanzarsi lento, tranquillo, regolato quasi, della terra verso il mare nel così detto *delta.*

Intanto noi possiamo subito sbarazzarci della divisione dei delta, cioè in *delta marini* e *delta lacustri*. Naturalmente il delta prende il nome di marino o lacustre, secondochè si origina in seno a masse d'acqua marine, oppure lacustri.

I delta lacustri si formano collo stesso meccanismo con cui si formano i marini, ma non hanno importanza capitale, perchè essendo in tesi generale immensamente più ristretta l'area di colmataggio, di ricolmamento, il fenomeno si compie e termina con maggior rapidità. Si hanno esempî di laghi scomparsi per completo riempimento delle depressioni, che costituivano i laghi stessi. In altri casi si ha la divisione d'un lago in tanti piccoli bacini. Così, ad esempio, si ha il lago di Como, che viene coi suoi due rami meridionali da una parte a Como e dall'altra fino a Lecco. Se ci portiamo all'estremità settentrionale di questo lago incontriamo il delta formato dall'Adda, fiume che sbocca nel lago, e che proviene dalla Valtellina. Si ha quivi appunto il materiale di trasporto dell'Adda, una pianura tagliata da piccoli solchi di acqua stagnante; ma più a nord ancora, quando siamo per imboccare la Valle di Chiavenna, troviamo un altro lago, il lago di Mezzolo, il quale non è altro, senonchè una porzione del lago di Como. Il delta dell'Adda si è spinto in modo da tagliare fuori della massa del lago di Como quella parte superiore, che porta il nome di lago di Mezzolo.

Lo stesso si può dire del fiume Toce che mette nel lago Maggiore, e che per quanto risulta dagli studî fatti di quelle regioni avrebbe staccato da quel lago il piccolo lago di Mergozzo.

Abbiamo dunque il riempimento completo dei piccoli laghi, il ricolmarsi lentamente d'una porzione dei grandi laghi, o l'indietreggiare dell' estremità dei laghi stessi; così, per esempio, il ritiro continuo dell'estremità orientale del lago di Ginevra pel trasporto di materiali operantesi dal Rodano.

Prima di occuparci dei delta che si formano sulle sponde marine, diciamo poche parole delle accidentalità che presentano i corsi d'acqua presso la loro foce in mare per ostacoli, che si creano i corsi d'acqua stessi. Sulla costa nord-ovest dell'Africa, in vicinanza del porto di S. Luigi, hanvi una serie di dune e la foce del fiume Senegal, deviato per modo da presentarsi con un corso quasi parallelo al litorale marino. Ciò vuol dire, che

il fiume ha trovato resistenza nelle dune formatesi lungo il litorale, dove appunto le acque del fiume hanno perduto la loro forza di trasporto, e son divenute incapaci di aprirsi uno sbocco in mare attraverso quelle dune, che si oppongono al loro corso, per cui traboccano a destra ed a sinistra, venendo a formare dei ristagni; così pure possiamo verificare per altri fiumi, che verso la foce allagano lateralmente il terreno. A questo modo di formazione si devono attribuire le famose lagune venete e le valli di Comacchio, così famose per la pesca delle anguille. Così abbiamo la foce dell'Adour, che si trasporta come quella del Senegal.

Una causa dell'andamento speciale che presentano i fiumi in vicinanza del mare è la poca potenza, di cui godono in quel tratto le acque della corrente. Ma abbiamo ancora un'altra circostanza. La corrente quando sbocca in mare trova una certa resistenza nella massa dell'acqua marina, e per opera di questa resistenza, come l'acqua dolce è più leggiera della salata, essa tende ad allargarsi sulla superficie delle acque marine; ed è un fatto, citato da molti viaggiatori, quello di poter attingere dell'acqua dolce alla superficie del mare in vicinanza dello sbocco di grandi correnti. Si chiama *angolo morto* della corrente l'angolo che farebbe la corrente stessa per risalire e mantenersi a galla sulle acque marine. Ma allora cessa la forza di trasporto della corrente, ed in corrispondenza si viene a formare la così detta *barra di foce*, specie di collinetta, che forma alcune volte ostacolo molto serio per la navigazione, per cui la entrata e la uscita dai fiumi navigabili al mare, e viceversa, riesce molto difficile. Il curioso si è, che la barra di foce non occupa sempre la stessa posizione; ed ecco quindi un'altra causa di pericolo. Si comprende come questa collinetta dovrà spostarsi a seconda dei periodi di minore o maggior forza della corrente, a seconda dei periodi di magra o di piena.

Queste sono le ragioni, per cui la corrente alla sua foce in mare perde della sua forza di trasporto, di modo che vi abbandona tutti i materiali, che ancora trasportava, formando il così detto delta. La forma triangolare del delta è dovuta al

modo stesso, con cui questo si forma. Quella perdita di forza non si esercita solo localmente là dove avviene il toccarsi delle due acque, ma la sua azione si fa sentire anche ad una certa distanza nell'interno. Essa comincia a diventare inetta al trasporto di certi materiali, per cui depone questi, e forma un ostacolo per la corrente stessa, che finisce per sdoppiarsi; ciascuno di questi rami poi trovandosi in identiche condizioni si sdoppia esso pure. Da ciò segue, che la corrente viene per tal modo a dividersi ed a formare diverse bocche, per le quali si esercita l'azione di colmataggio, di deltazione. Così l'accumulo di materiali dovuto a quell'abbandono assume una disposizione da raffigurare quasi la lettera greca Δ.

Abbiamo alle foci del Po l'esempio d'un vero delta, come si suol dire, d'un vero delta positivo; ma in altri casi si origina con una configurazione meno spiccata; il fiume si divide in tanti rami, che poi si allontanano, e finiscono per diventare quasi paralleli al litorale marino; allora il materiale viene, per così dire, scaglionato, distribuito sul litorale stesso. È quello che avviene generalmente nei delta, che si formano alla foce dei grandi fiumi in vasti mari. Il Gange e il Bramaputra vengono oggidì a riunire le loro acque in un'immensa pianura costituita di melma e formante il delta. Questo delta doppio ha uno sviluppo lineare di non meno di 500 chilometri senza che si abbia un avanzamento più rapido da una parte che dall'altra. I grandi oceani sono percorsi da correnti poderose, specialmente dalle litorali; il materiale afferrato da queste correnti viene distribuito sul litorale, quindi non si ha che un lento avanzarsi, e per di più su grande estenzione, della terra verso il mare.

Il Po, che porta a mare circa 50 milioni di m.c. di materiali all'anno, e che sbocca in un mare relativamente poco ampio, può formare un delta, che si avanza molto verso mare.

Abbiamo poi un'altra forma di delta, quella cioè dei *delta negativi*. Essi si presentano apparentemente come una massa d'acqua salmastra a forma di triangolo colla base rivolta verso mare; sono quelli che si chiamavano *estuarî*. Non sono veramente una invasione del mare, ma costituiscono ancora in questo caso

un avanzarsi del litorale marino. Si ha una corrente, che, sboccando in mare, viene a formarvi il suo delta, come negli altri casi; senonchè, come la spinta delle acque marine viene ad essere assai poderosa, il materiale abbandonato invece di costituire un delta saliente si dispone e si avanza lateralmente alla foce in guisa da presentare un'apertura imbutiforme così disposta da poter far credere, che il mare stesso l'abbia scavata. Si hanno esempî di fiumi navigabili, i quali sboccano in mare per una sola foce, ed allora è interesse delle popolazioni, che si servono di essi come vie di navigazione, di mantenere sgombra dai materiali la foce del fiume stesso, giacchè se questa si ottu-rasse, si avrebbe una divisione del fiume in due o più rami, e quindi, per così dire, la perdita dell'uso, a cui prima serviva. In queste contingenze si trova il Danubio, fiume navigabile, che sbocca nel Mar Nero per una gran foce mantenuta continuamente aperta con dei lavori veramente colossali.

Daremo ora alcuni dati sopra i più famosi delta.

Il delta del Rodano ai tempi di Plinio contava tre bocche nel Mediterraneo, le quali sono ora ridotte a due soltanto, ed una di queste è pur per scomparire. L'avanzamento nella parte terminale delle punte deltoidi è di 50 metri circa all'anno.

Il delta del Nilo ha una superficie di 22.194 chilometri quadrati e non ha quasi lagune; l'avanzamento è appena di 4 metri all'anno. La ragione di ciò sta nel fatto, che nel bacino del Mediterraneo sul litorale Egiziano si hanno profondità ragguardevoli, perfino di 3000 metri.

Oltre al delta del Mississipì, che ha 32.000 chilometri quadrati di superficie e 500 chilometri di sviluppo sino alla punta terminale deltoide, abbiamo la così detta *zampa d'oca*, in cui il materiale si dispone in maniera da lasciare tre grandi arterie, che presenta 30 chilometri di sviluppo. L'avanzamento è di 262 piedi all'anno, il che corrisponderebbe press'a poco a 90 metri di avanzamento annuale, quota superiore a quella che vedemmo per il Rodano.

Riguardo al nostro Po, in tempi geologici non molto antichi, la Valle del Po non era che l'Adriatico, che poco per volta si colmò per riempimento. Prima del 1600 il Po minacciava di unirsi all'Adige e ricolmare completamente la laguna veneta; e per andar contro a questo inconveniente si fece una deviazione. Nel 700 Adria era un porto di mare; nel 1300 distava 10 chilometri dal litorale marino, nel 1600 19 km.; nel secolo attuale dista 33 km. Cosicchè dal 700 al 1800, in 11 secoli, si ebbe l'avanzamento del delta di 33 km. Dapprima questo avanzamento fu appena di 25 metri all'anno circa, ma in questi ultimi secoli questa quota annua d'avanzamento è cresciuta di molto, probabilmente in forza del disboscamento delle Alpi e degli Appennini. È di 70 ad 80 metri, e nella punta deltoide perfino di 132 metri all'anno, per cui si potrebbe, ove le circostanze non variassero, conosciuta la distanza tra la punta deltoide e la riva opposta dell'Adriatico, conosciuta inoltre la profondità di questo mare, calcolare in base a tutto questo e pronosticare in quanto tempo il delta del Po verrebbe a staccare un bacino di mare, che funzionerebbe come uno di quei bacini lacustri, di cui abbiamo discorso poco prima, trattando dei delta lacustri.

Veniamo ora a dire dell'azione esercitantesi dal mare.

I bacini lacustri si presentano talora sviluppati assai notevolmente ed agiscono perfettamente come i grandi bacini oceanici; per cui quello che diremo riguardo alle masse marine potremmo ripetere senz'altro, riducendo la scala, per i bacini lacustri.

Il mare è l'agente più potente per il fatto della sedimentazione. La grande massa delle roccie stratificate, si può dire, è originata quasi unicamente in seno alle acque del mare; sono i detriti portati dalle correnti e quelli ottenuti dall'azione stessa del mare sulle coste, sono i materiali in soluzione e quelli di origine organica, che, depositandosi lentamente, hanno finito per riempire le depressioni del fondo marino, costituendo dei letti di materiali di natura molto diversa. Questi materiali poi por-

tati a giorno per le oscillazioni, alle quali vanno soggette ampie porzioni della massa solida della terra, costituirono quei rilievi, che oggidì studiamo, che cadono immediatamente sotto lo studio del geologo.

Noi dobbiamo considerare l'azione del mare sotto il duplice aspetto di distruzione e di costruzione. Abbiamo già parlato altre volte delle maree e delle onde, che si verificano nella massa superficiale delle acque del mare, le quali, sebbene non si facciano sentire a grandi profondità, acquistano però una tal forza meccanica da modificare assai profondamente le linee di costiera. Le onde di marea veramente non sono assai accentuate, non pare quindi che possano avere forza sì potente sulle coste, se le consideriamo nei mari ristretti, dove la marea è poco sensibile, o in alto mare, a grande distanza dalle coste. L'onda di marea bisogna considerarla là dove i litorali opposti vanno restringendosi in maniera da formare dei canali; allora sovrapponendosi varie onde successive, può avvenire, che l'alta marea, cioè il così detto rilevarsi del flusso, raggiunga fino i 14 o 15 metri, come sulle coste dell'Atlantico, nella famosa baia di S. Michele in Francia; su quelle di Norfolk e di Suffolk in Inghilterra si possono verificare delle onde di marea alte fino a 21 metri. Queste onde, penetrando in canali così ristretti, e poi costrette a ritirarsi precipitosamente al giungere della bassa marea, devono avere un'azione demolitrice potente, specialmente sulle coste costituite di materiali, che si prestano bene per la loro natura fisica.

Ma oltre alle onde di marea abbiamo le onde di tempesta. Le onde ordinarie sono comprese fra 4 e 6 metri di altezza, ciononondimeno in alcune località si elevano ad altezze anche maggiori, specialmente quando diverse onde succedentisi, per il ritardare delle onde in precedenza, vengono ad addizionarsi, costituendo delle lame assai poderose; quando queste vengono ad urtare sulle coste, sia piatte, che cadenti a picco, allora è inevitabile un urto potentissimo; tanto in un caso come nell'altro si ha un urto assai potente e un'azione di attrito grandissima.

Bisogna però che non dimentichiamo una circostanza, cui abbiamo già accennato altra volta, come cioè le azioni degli agenti esterni difficilmente si possono separare nettamente le une dalle altre, e così in questo caso l'azione dell'atmosfera si collega all'azione del mare.

Il mare forma i cordoni litorali, forma le dune, o almeno dà il materiale per la loro formazione, ma viceversa sappiamo, che le dune si avanzano entro terra per l'azione dell'atmosfera; ed anche nel caso delle maree più forti l'atmosfera ha una parte assai rilevante, inquantochè è precisamente nei canali stretti, come sarebbe nel canale della Manica, che le correnti atmosferiche vanno ad aiutare l'azione della marea spingendola a demolire le coste.

Le onde di tempesta raggiungono talora grandi elevazioni, e si dànno per eccezionali quelle di 13 metri nell'Atlantico, quelle di 18 al Capo di Buona Speranza; ma si hanno casi anche più spettacolosi. Allo Stromboli, secondo le osservazioni fatte dallo Spallanzani, nelle grandi tempeste avverrebbe l'urto di lame così grandiose, che si costituirebbero dei getti di 34 metri di elevazione. Talora la ondata di tempesta fu capace di smuovere e portare a 50 metri entro terra un masso di roccia che aveva un volume di 3000 m.c.; mettiamo il peso specifico eguale a 2,5, abbiamo un peso di oltre 7 tonnellate e mezza. A Plimouth, ancora sull'Atlantico, una massa di calcare di 7 tonnellate fu portata entro terra ad una certa distanza. In Iscozia le onde di tempesta riescono talvolta a muovere massi aventi 12 m.c. di volume per un metro e mezzo ad ogni colpo. Avviene ancora sulle coste di Francia, verso l'Atlantico, che si verificano degli spostamenti di massi artificiali di 40 m.c., che servono alla fondazione delle dighe e dei moli. E questo fatto non avviene solamente verso l'Atlantico, ma si dànno esempî anche verso il Mediterraneo. Non è che pochi anni or sono, una parte del molo di Napoli venne demolita per opera di diverse onde di tempesta; fatto analogo di demolizione ebbe a verificarsi in iscala assai vasta nel porto di Bari. È questa la ragione, per cui all'esterno dei moli si usa get-

tare grossi massi a costituire delle scogliere artificiali, che sono destinate ad essere distrutte poco per volta dall'urto delle onde, ma che formano uno schermo alle fondazioni dei moli.

Uno scienziato in Edimburgo ha voluto fare delle esperienze per calcolare la potenza dinamica svolta dall'urto delle onde, ed è arrivato alla conclusione, che in media la pressione esercitata da un'onda sarebbe di 3500 kg. per m.q. Ma la forza dinamica delle onde non è data solamente dalla massa urtante, ma ben inteso anche dalla velocità, con cui urta contro gli ostacoli. Può avvenire quindi, che in casi di forti tempeste la forza dinamica per m. q. possa arrivare fino a 33.000 kg., forza estremamente poderosa, che deve produrre un lavorìo di demolizione veramente grandioso.

L'onda però agisce demolendo le coste non solamente per il semplice urto dell'acqua, ma anche per un altro fatto. I materiali detritici che si trovano a costituire la bassa spiaggia, e che si trovano sempre al piede delle balze che cadono in mare, sono continuamente ballottati dalle onde; se l'onda è di poca potenza non si avrà, che il rotolìo di essi e la formazione dei ciottoli di spiaggie, ma quando si verificano le forti tempeste l'onda, che si avanza impetuosa, riesce a sollevare dalla bassa spiaggia quei detriti ed incorporarseli. Allora non è più solamente una massa di acqua, che si precipita contro lo scoglio, ma una massa carica di detriti, che si spezzano essi pure nell'urto, ma favoriscono molto bene il lavoro di erosione della spiaggia. Questa demolizione poi avviene specialmente per opera d'un sottoscavo. Supponiamo una balza, che cada per 10 metri in mare, e l'ondata mettiamo pure che sia di 6 o 7 metri. L'onda viene a battere contro la parete a picco; ma non sarà che una parte di poco superiore al livello marino, che verrà assoggettata all'azione demolitrice; questa si esercita ad un livello, che possiamo considerare il medio fra il massimo livello delle alte maree ed il minimo delle bassissime maree, presso a poco ad un metro, ad un metro e mezzo sopra il livello del mare ordinario. È a quell'altezza che le onde presentano la massima forza nei casi più ordinarî. La balza sentirà dunque il massimo urto in quel punto, e si formerà una

escavazione alla sua base. È facile comprendere, che a forza di minare al disotto, anche ammesso che la roccia sia resistente, coll'andar del tempo, in seguito anche alle fessure e screpolature, una porzione di essa è obbligata a cadere; e ciò è appunto quello che succede di tanto in tanto al piede delle balze scoscese.

In questo caso la demolizione della costa s'arresta, perchè si viene a costituire dinanzi un rompilame naturale, che diminuisce la forza dell'onda, la quale arriva stremata di energia contro la roccia che cade a picco. Ma anche questi ostacoli coll'andare del tempo vengono pur essi asportati dal rigurgito dell'onda, sicchè, dopo un tempo più o meno lungo, dipendente dalla resistenza del materiale, dal verificarsi di tempeste più o meno numerose e forti e da tante altre circostanze, l'onda si trova di nuovo alle prese colla roccia direttamente, ed incomincia di nuovo il periodo di lavorìo di demolizione.

Abbiamo detto che il lavoro delle onde si verifica ad un livello medio fra l'altissimo delle più alte maree e quello basso delle più basse maree; ma in alcuni litorali l'azione dell'onda si manifesta distinta, secondochè è tempo di alta marea o di bassa marea: vale a dire, l'azione erodente si compie assai rapidamente, perchè vengono a tracciarsi sulle roccie della spiaggia i livelli corrispondenti ai diversi periodi. Così si verifica sulle coste dell'Atlantico in Francia, dove le spiaggie sono formate da calcare cretaceo, che le scogliere non cadono subito in mare, ma si vedono conformate a gradinate, e generalmente di quattro gradini. Il più basso, che generalmente è coperto dall'acqua, è dovuto all'erosione durante il periodo di bassissima marea, il periodo cioè, in cui l'azione attrattiva del sole e quella della luna si trovano in opposizione; la terrazza più alta corrisponde invece alla marea massima, cioè a quella di congiunzione. Non da per tutto però avremo questo fatto, perchè occorrono delle condizioni speciali, affinchè siffatte traccie siano marcate.

Abbiamo detto che la natura della roccia si presta più o meno a questo lavoro di demolizione. E qui possiamo dividere le roccie in due grandi categorie: le eminentemente resistenti,

come i graniti, le roccie massiccie cristalline, e quelle invece che si presentano più o meno sfacelabili, come sarebbero appunto i calcari terrosi. In questo secondo caso il lavoro di demolizione si compie assai rapidamente, ma anche più regolarmente, in modo che si verificano quegli avanzamenti graduali del mare verso terra; ma quando si tratta di roccie resistenti, allora noi possiamo avere un doppio caso: o le roccie non presentano alcuna frattura, la quale si presti al penetrare dell'onda dissolvente, e in queste circostanze l'azione demolitrice procederà regolarmente ma molto lentamente, o le roccie sono attraversate da fessure, le quali servono molto bene al lavoro di demolizione, ed in queste circostanze vediamo accidentarsi molto le coste, come in Brettagna, e rompersi in monoliti dalle forme più bizzarre; si costituiscono allora scogli dalle forme selvaggie, separati e perforati quasi da una quantità di canali; regioni di litorali, dove la navigazione è estremamente pericolosa.

L'azione del mare sopra le coste è quindi diversa secondo i casi; è dipendente dalla potenza delle onde e dalla natura dei materiali che costituiscono le coste. Così, secondo i calcoli di Lermier, la demolizione delle coste corrisponderebbe a 25 cm. all'anno. La costa del Yorkshire si ritrarrebbe di m. 0,125; le coste inglesi di 3 metri per secolo. Fra le distruzioni più vaste si citano quelle delle coste di Suffolk e di Norfolk, che indietreggierebbero in ragione di un metro per ogni anno.

Un'isola, la quale dal principio del millennio è diminuita di quasi tre quarti della sua ampiezza, è l'isola Helgoland nel Mare del Nord. È formata di un'arenaria, che è battuta in breccia dalle onde del mare. In corrispondenza di quest'isola havvi la costa della Frisia, che di continuo indietreggia in ragione di m. 1,30 all'anno; una gran parte dell'antico litorale si è trasformato in isole, che furono poi in parte completamente distrutte, e d'alcune di esse appena rimangono degli scogli a fior d'acqua.

Qui bisogna fare una osservazione di grande importanza. La valutazione della diminuzione delle coste considerata in sè per

l'azione semplice delle acque del mare potrebbe condurre a dei gravi errori, se non si tenesse conto di altre circostanze, che si possono valutare differentemente. La diminuzione non è data solamente dall'azione demolitrice delle acque del mare, ma anche da un altro fatto di natura endogena, di cui ci occuperemo più innanzi. La massa solida terrestre è soggetta a delle oscillazioni, che si rivelano col sollevarsi di alcune ragioni e coll'abbassarsi di alcune altre. Supponiamo che avvenga l'abbassamento di una regione in corrispondenza del suo litorale; abbassandosi di pochi centimetri il suo livello, può far sì, che sopra una spiaggia a dolce pendìo il mare penetri più metri entro la terra stessa; sicchè bisogna tener conto anche di questo fatto importantissimo quando si voglia valutare l'azione delle onde marine sull'indietreggiamento delle coste.

I materiali detritici provenienti dallo scoscendimento delle balze si spezzano, si riducono in frantumi più piccoli, che possono essere ballottati dalle onde, e ne viene la formazione dei ciottoli marini, che si distinguono dai fluviali per la loro forma diversa, discoidale o subsferoidale; questi ciottoli delle spiaggie, questi *galets* possono servire a distinguere l'origine dei sedimenti.

Secondo Daubrée, che ha fatto delle esperienze riempiendo dei cilindri metallici con frammenti di roccie ed acqua e facendoli ruotare, rimescolando tutta la massa fino ad ottenere l'arrotondamento dei massi, un frammento irregolare di determinate dimensioni con 25 chilometri di percorso può assumere la forma e l'aspetto dei ciottoli delle spiaggie.

Finalmente dobbiamo accennare tra i fenomeni dipendenti dall'erosione prodotta dalle acque del mare le *marmitte dei giganti litorali*, che si formano quando l'onda assume un movimento rotatorio. In alcune località, dove la spiaggia è rocciosa e presenta delle fessure, si formano delle insenature o delle caverne, che possono arrivare a grandi profondità.

Fin qui ci siamo occupati di demolizioni; ma il mare può servirsi dei materiali detritici agendo come costruttore. Ab-

biamo già veduto formarsi le dune, e vedemmo come esse non si potrebbero originare se le maree e le onde del mare non distruggessero le roccie delle coste, fornendo il materiale detritico necessario per la loro costruzione. I materiali detritici possono rimanere per un tempo più o meno lungo a costituire delle scogliere; ma col tempo si riducono in frantumi che, ballottati dall'acqua, vengono disposti diversamente a seconda che la spiaggia, sulla quale ha luogo la posizione, è rocciosa e presenta dei promontori, oppure è piatta, a dolce pendìo.

Supponiamo che la spiaggia sia piatta; i materiali detritici portati dalle correnti, dalle onde di riflusso, che assumono direzioni diverse secondo l'andamento della costa, possono venire portati entro terra, oppure formare degli accumuli, dove le acque del mare sono relativamente meno profonde; si costituiscono allora i così detti *cordoni litorali.* I famosi murazzi di Venezia sono stati costrutti sopra siffatti cordoni litorali, che si sono rassodati. I cordoni litorali costituiscono ciò che segna realmente il litorale. Il litorale dell'Adriatico non è proprio dove cessa la laguna ed incomincia la terra ferma, invece è dato da una curva, che separa l'alto mare da quella porzione che si chiama *laguna;* e se seguiamo quella linea fino al delta del Po, troviamo che il cordone litorale taglia il delta per poi ricomparire nelle lagune di Comacchio; tutto ciò che è al di dentro rappresenta una invasione delle acque del mare, o un ristagno delle acque dei fiumi provenienti dalla terra.

I cordoni litorali sono facilmente riconoscibili, e non sono confondibili colle dune. I cordoni litorali sono formati da veri ciottoli; e questi accumuli possono arrivare fino a 6, ed a 7 m. di elevazione. Naturalmente in principio della loro formazione presentano poca consistenza, ma le onde del mare stesse si incaricano di far giungere del materiale più fino; interviene la vegetazione incipiente, che rassoda il cordone fino al punto che diventa stabile, e può servire di diga naturale contro l'azione delle acque marine.

Se invece le coste non sono piatte, ma formate da molte accidentalità rocciose, allora l'azione del mare è un'azione costrut-

trice nello stesso tempo, che serve a rendere più morbida la linea dei litorali. I materiali detritici non possono depositarsi in corrispondenza dei capi, perchè l'azione del mare colà si esercita poderosa; ma sarà nell'interstizio, nell'insenatura che corre fra due promontorî, che i materiali si depositeranno. Ne viene di conseguenza, che a lungo andare i materiali detritici tendono a riunire le estremità di tali capi; abbiamo, in altri termini, il ricolmarsi per opera di sabbie e di ghiaie delle insenature, e l'effetto finale è l'ammorbidarsi delle curve. Se poi esaminiamo la maniera con cui si depositano questi materiali, verifichiamo la differenza marcatissima da quello che dovrebbe accadere con una sedimentazione ordinaria. I materiali più pesanti sono quelli che si trovano a maggior distanza, per la buona ragione, che l'onda nel ritirarsi, non avendo più la forza di prima, trasporta indietro ancora i materiali più leggieri, abbandonando i più pesanti.

Qui si presenta una considerazione di ordine geologico generale. Supponiamo una nuova terra emersa; in essa avrà principio questo lavoro di costruzione per opera del mare. La terra nuova si presenterà con linee litorali frastagliate profondamente, come se il mare non avesse ancora agito sopra di esse. Coll'andare del tempo queste roccie si limeranno, si otterrà il lavoro di diminuzione dei promontori; succederà qui per le linee marine quello che succede per i rilievi terrestri: la diminuzione delle sporgenze ed il riempimento delle insenature.

Abbiamo una regione in Europa, la quale si presenta ancora oggidì nelle condizioni originarie di una nuova terra rocciosa per eccellenza, ed è la Norvegia. Essa è famosa per delle insenature estremamente profonde, che penetrano nel continente, e che si chiamano col nome di *fjord*. Sono canali strettissimi, che si presentano come spaccature delle roccie, nelle quali il mare penetra per la lunghezza talora di 40 a 60 km. Questa costa si presenta come se il mare non vi avesse operato azione alcuna. E in generale si osserva, che quanto più ci avviciniamo all'equatore l'ammorbidamento delle coste è maggiore, come se fossero terre emerse da tempi più antichi dalle acque del

mare, mentre man mano che ci portiamo nelle regioni polari le terre si presentano quasi allo stato vergine, con frastagliature profonde, come se gli agenti esterni non avessero agito su esse. Lo stesso si rimarca pure alla estremità dell'America. E troviamo probabile la spiegazione di tal fatto nella presenza di ghiacciai, che rivestendo le roccie hanno servito a proteggerle lungamente contro l'azione degli agenti esterni.

Riguardo all'azione del mare abbiamo già detto incidentalmente come si formino gli strati; ed è inutile che diciamo come la stratificazione sia di origine chimica, o meccanica, od anche organica. Importa però far osservare, come si distinguono molto facilmente i depositi sedimentarî marini delle spiaggie da quelli che si formano in alto mare. I materiali più grossolani sono quelli che costituiscono i depositi litorali; portandoci in alto mare sono invece argille finissime e sostanze prima disciolte, che formano i depositi. Sopra il fondo marino si trovano dei noduli, che sono costituiti di idrossido di ferro, di sesquiossido di ferro, oppure anche di ossido di manganese: è un prodotto di origine chimica, e la formazione di questi nuclei deve essere probabilmente ascritta ad una azione chimica, che esercitano le acque del mare sui materiali, che erano disciolti, e che si sono depositati assieme alle argille. Così abbiamo ancora la deposizione del salgemma e di certi calcari di origine prettamente marina.

CAPITOLO III.

Biodinamica.

Rimane un ultimo ordine di agenti esogeni, i quali esercitano un'azione tutta speciale sopra la massa solida terrestre in genere: gli agenti biologici, cioè gli organismi.

È una cosa molto radicata nel cervello dell'uomo quella di considerare la disposizione delle terre, dei mari, la distribuzione di calore e di umidità come cose tutte prestabilite per favorire lo sviluppo degli organismi in certe determinate regioni della terra. Ora noi invece dobbiamo far osservare, come gli organismi siano veri agenti biologici, che cioè non stanno solo ad usufruire delle condizioni più o meno benefiche per il loro sviluppo, ma che pure hanno una parte di azione collegata a quella di altri agenti nell'armonia generale del globo; vale a dire essi esistono, inquantochè la loro esistenza è necessaria al compimento di alcuni fatti, che entrano in quel complesso che abbiamo chiamato vita del globo.

Gli animali e le piante entrano come coefficienti importantissimi nel lavorìo della circolazione della materia. Le piante prendono dall'atmosfera, dalle acque, dalla terra gli elementi, di cui hanno bisogno: il carbonio dell'anidride carbonica atmosferica; gli animali poi a loro volta prendono gli elementi minerali elaborati dai vegetali, e da questi trasformati in tessuti organizzati, e se ne alimentano direttamente o indirettamente a seconda che sono erbivori o carnivori; e colla loro morte, colla loro decomposizione viene ad essere tutto restituito all'atmosfera, all'acqua ed in parte alla terra. Vediamo quindi stabilirsi un ciclo, per cui dall'atmosfera, dalle acque e anche dalla terra gli organismi prendono gli alimenti, di cui hanno bisogno pel loro sviluppo; e questi elementi dopo un ciclo più o meno lungo vengono restituiti di nuovo all'impero inorganico. Gli animali compiono questa loro azione non solamente col meccanismo della alimentazione, ma anche con quello della fissazione.

Abbiamo già parlato di organismi, i quali fissano per eccellenza gli elementi minerali, che possono trovarsi disciolti nelle acque del mare, e sappiamo, che alcuni di essi, per quanto siano piccoli e non presentino la complicatezza organica degli animali superiori, pure sono in tanta copia da poter costruire, se non dei continenti, almeno parti di terre emerse assai rilevanti. Vediamo quindi le piante avere per còmpito di togliere all'atmo-

sfera certe sostanze, e fra queste il carbonio; queste piante poi le troviamo fossilizzate a costituire una riserva nelle viscere terrestri di quelle masse di carbonio tolte all'atmosfera. E chi sa che una parte dell'acido carbonico, che viene a costituire le masse calcari, non abbia origine da organismi vegetali?

Senza entrare in maggiori particolarità nella distribuzione degli organismi vegetali ed animali, vediamo sovrabbondare la vegetazione alla superficie della terra, mentrechè nelle profondità dell'oceano troviamo sovrabbondare lo sviluppo della vita animale.

Ciò premesso, dobbiamo verificare nell'azione degli organismi un complesso di fatti di grande importanza nella storia geologica della terra, tantochè sappiamo, che è precisamente dai resti organici che possiamo avere un dato sicuro per la classificazione dei terreni stratificati.

Lo studio del complesso di queste azioni modificatrici, che dipendono dagli organismi, forma la terza divisione della esódinamica, che possiamo chiamare col nome di *biodinamica.*

Gli animali e le piante possono funzionare da distruttori e da costruttori; dobbiamo quindi esaminare l'azione degli organismi sotto questo duplice aspetto. Sulla superficie della terra, abbiamo detto, che è predominante lo sviluppo vegetale, mentre nelle profondità dell'oceano predomina la vita animale; dividiamo quindi questo capitolo in due parti: in *biodinamica terrestre* e *biodinamica oceanica.*

Alla superficie della terra abbiamo a considerare gli animali ed i vegetali; ma i primi veramente non valgono a costruire delle formazioni geologiche di una qualche importanza, e solo per eccezione si possono avere accumuli di materiali formati da organismi animali. Abbiamo detto altra volta, che il *guano* in certe regioni si può considerare come costituente vere formazioni geologiche per l'imponenza degli accumuli; ma allora abbiamo pure notato, che le guaniere non sono formazioni geologiche di carattere generale, ma che solo si verificano in qualche località di indole speciale. I materiali del guano sono in una quota assai rispettabile eminentemente solubili, per cui

se in quelle formazioni geologiche l'acqua potesse far sentire la sua azione dissolvente, sarebbero inevitabilmente distrutte; quindi solo dove regna sovrana la siccità potranno verificarsi condizioni opportune alla conservazione di quei materiali di deiezione, come sulle coste del Perù ed in alcune isole poste su latitudini, ove l'influsso delle correnti atmosferiche mantiene lo stato di perfetta siccità.

Come altre formazioni dovute ad animali terrestri possiamo accennare alle *breccie ossifere*, che incontransi in alcune caverne; ma sono anche queste di poca importanza geologica. Se hanno importanza è solo per stabilire uno dei capitoli più interessanti della storia delle terre e de' suoi abitatori, che forma quasi transizione fra geologia ed archeologia. Nelle caverne riscontransi di frequente siffatti accumuli di ossami, che appartengono ad animali di specie scomparse. Si possono trovare tali materiali accumulati per due fatti diversi: o la caverna per un lasso di tempo è stata abitazione di quegli animali prima che fosse abitazione dell'uomo, ed allora le succedentisi generazioni di animali morendo hanno formato accumuli potenti di ossami, che furono tolti all'azione dell'aria, e conservati per opera di incrostazioni calcaree stalagmitiche. Erano prevalentemente delle fiere gli abitatori delle caverne, perciò non troviamo di ruminanti, che ossa rotte, spezzate, avanzo di pasto ferino, e non di coabitatori delle belve nelle istesse caverne. Se troviamo però delle breccie ossifere nel fondo delle caverne, dove siano mescolate alla rinfusa ossa appartenenti a specie molto diverse, allora non è difficile trovare delle aperture, che mettono la caverna in comunicazione colle regioni superiori; e generalmente in queste scorre un torrente, che originandosi nella parte elevata della montagna, s'inabissa nel suolo, e penetra nella caverna; in questo caso il riempimento di ossami avvenne per opera di trasporto.

Passiamo ora a dire dei vegetali. Quello che più importa qui di conoscere è il modo di formazione e di conservazione degli ammassi vegetali, e possiamo afferrare sul fatto, per così

dire, la maniera di conservazione delle sostanze vegetali in determinate condizioni. Se percorriamo le foreste delle Alpi — parliamo delle foreste vergini, non state abbattute in parte dalla scure — non è difficile trovare sul tappeto di muschi delle striscie giallognole, che possono avere dei metri di lunghezza ed essere anche larghe un metro e più. Esaminandone la natura, troviamo che il materiale che le forma presenta molta analogia colla segatura di legno. Orbene quelle striscie di tritume ci rappresentano piante, che, abbattute dal vento, si sono decomposte in presenza dell'aria atmosferica. Dunque il semplice accumularsi delle sostanze vegetali non può darci ragione della loro conservazione. Qualunque dei carboni fossili, anche prendendo il più recente, non ci si presenta più colla composizione chimica originaria; è avvenuta una trasformazione nella sua costituzione chimica; ha avuto luogo una perdita di qualche elemento costituente la trama vegetale, ma questa si è conservata specialmente per la fissazione di carbonio, e di più comparvero nuovi composti minerali.

Nelle torbiere, cioè nelle località dove una vegetazione palustre si accumula e si trasforma in una specie di carbone fossile meno ricca degli altri carboni di carbonio fisso per cento, ci viene spiegato il modo come avviene quella trasformazione, e anzi già dicemmo, come anche i grandi ammassi di carbon fossile più compatto probabilmente si sono formati allo stesso modo, con cui si formano le torbe.

La *torba*, abbiamo detto, non è altro, che il prodotto della fissazione del carbonio di sostanze generalmente erbacee, ciò che non toglie però, che vi possano essere conservate delle piante arbustacee ed arboree. E qui bisogna fare una osservazione. A prima giunta si può credere, che la torbiera risulti formata da piante, che si svolgono in un ambiente paludoso, in acqua stagnante per un fondo impermeabile; havvi bensì bisogno dell'acqua per la formazione della torba e d'una temperatura determinata e bassa, ma non della impermeabilità del suolo. In altri termini bisogna, che distinguiamo bene dalla vegetazione propria delle paludi quella delle torbiere; e anzi troviamo il fatto

di grande importanza, che una specie di muschi, di cui sono ricche le torbiere, non richiede un fondo limaccioso, ma per svilupparsi esige invece un'acqua perfettamente limpida.

Notiamo ancora, che non bisogna credere che la torbificazione avvenga per una specie di pressione e di sottrazione dagli agenti atmosferici della massa erbacea; occorre anzi, che l'aria vi possa agire liberamente, perchè la vegetazione degli sfagni si sviluppi alla superficie; tantochè possiamo definire una torbiera una massa vivente, la quale si torbifica nelle parti profonde per le generazioni spente, ma che intanto vive e seguita a vivere alla superficie, se le condizioni di temperatura vi si prestano. Egli è perciò, che le nostre torbiere vanno esaurendosi, giacchè non vi sono più le condizioni volute per lo sviluppo di quei muschi, che sono proprî alle vegetazioni torbose. Nelle località invece dove le condizioni per lo sviluppo degli sfagni sono ancora quelle che erano nel passato, abbiamo la continua produzione della torba. Che gli sfagni per la produzione della torba debbano essere viventi, noi ne abbiamo la prova nella condizione essenziale allo sviluppo della torba. Abbiamo detto, che occorre l'acqua; quest'acqua può essere rappresentata da un velo sottile, il quale permetta lo sviluppo delle piante erbacee, ma non è necessario che nel sito, nel quale si deve formare la torba, l'acqua debba avere preesistito; essa può provenire per un lavoro di assorbimento proprio della pianta che torbifica, e gli sfagni godono in grado grandissimo di questa proprietà; e naturalmente questa potenza di assorbimento esige la vitalità delle piante. In Danimarca ed in Irlanda si sviluppano in grande quantità torbiere in questo modo.

La torbificazione poi avviene per una eliminazione parziale dell'idrogeno e dell'ossigeno e per un arricchirsi relativamente di carbonio. La composizione centesimale dello sfagno è rappresentata da

C	H	O	Az
49,88	6,54	42,42	1,16

Se esaminiamo la torba anche a grande profondità troviamo la seguente composizione:

C	H	O	Az
59,50	5,50	33,00	2,00

Questa fissazione del carbonio non avverrebbe nelle condizioni ordinarie; il carbonio si trasformerebbe in anidride carbonica, prodotto volatile. Invece nella torbiera la sostanza vegetale profonda è sottratta in gran parte all'azione dell'aria dall'acqua, che agisce come un velo protettore, e dalle condizioni di pressione, nelle quali si trova negli strati profondi; in tali circostanze avviene la trasformazione degli sfagni in torba, trasformazione, che è tanto più completa, quanto più discendiamo nelle profondità. Anche ciò è dovuto al fatto della pressione esercitata dalle masse superiori sopra gli strati profondi; sicchè noi possiamo passare dallo strato vivente di sfagni ad un altro, in cui la torbificazione è incipiente, e di sotto trovare una torba più compatta e più scura, che costituisce la qualità migliore.

Abbiamo così rappresentati tre periodi del graduale arricchimento di carbonio. Così nella torba muschiosa abbiamo fino a

C	H	O	Az	ceneri
57,75	5,43	36,06	0,80	2,72

queste ultime rappresentano le sostanze minerali, che non possono eliminarsi. Esaminando la torba oscura foglicttata, che rappresenterebbe la gradazione intermedia, abbiamo:

C	H	O	Az	ceneri
62,02	5,21	30,67	2,10	7,42

e nella torba profonda nera arriviamo fino a

C	H	O	Az	ceneri
64,07	5,01	26,87	4,05	9,16

Le torbiere esigono condizioni speciali: oltre all'acqua preesistente nella località, in cui si deve formare la torba, e che

può essere assorbita dalle piante stesse, esigono una temperatura media annuale di 6° ad 8° centesimali; quindi non in tutte le regioni si può verificare la torbificazione. Così è che al disotto del 45° di latitudine non si trovano più torbiere, salvo in paesi elevati; così pure nelle regioni settentrionali, come nelle così dette *toundras* della Siberia, dove si avrebbero le condizioni di umidità, non si forma la torba, perchè la temperatura è troppo bassa e non permette la vegetazione degli sfagni. Nelle nostre regioni havvi è vero la torba; ma nelle pianure s'è formata in tempi, in cui la temperatura media era dai 6° agli 8° centesimali; ed ora che la temperatura media è superiore, le torbiere vanno esaurendosi senza speranza di nuova produzione. Però sulle montagne, dove si hanno bacini e condizioni favorevoli, può avvenire, che la torba si formi ancora oggidì, ben inteso però, mai su aree così vaste da potere colla sua produzione costituire un commercio in grande, in vista specialmente del costo dei trasporti.

Le torbiere sono suscettibili di classificazione a seconda delle località ove si formano, cioè se in pianura, se in valle, se in regioni montane.

In America le torbiere si sviluppano grandemente, e la torba si trova rappresentata non solo da materiali erbacei, ma anche da accumuli di legnami fluitati dalle grandi correnti.

Oltre agli accumuli vegetali costituenti vere formazioni geologiche, come le torbiere, in certe località si hanno accumuli enormi di vegetali accatastati per opera di correnti terrestri o marine.

Citeremo ancora un'ultima costruzione curiosa di origine vegetale. In tutta la regione che si estende al nord-ovest del Mar Nero, tra il Danubio e la penisola di Crimea, si presentano le così dette *terre nere* di Russia, *ichernoïzen*, che sono famose per la loro fertilità, specialmente in cereali. In quelle regioni havvi uno strato di 10 a 12 metri d'una terra nera rappresentata da sabbia commista con residui di sostanze organiche provenienti da incompleta carbonizzazione di piante erbacee. Possiamo accennare di volo che, come si formano le terre

nere in Russia, si forma ovunque, dove vi sieno le condizioni favorevoli, l'*humus*, il terreno agrario, rappresentato dal miscuglio dei prodotti di decomposizione fisicochimica dei frantumi formanti il suolo e di sostanze organiche provenienti sia da animali che da piante.

Fin qui esaminammo l'azione costruttrice degli organismi, cioè abbiamo veduto organismi atti a costituire in alcuni casi delle vere formazioni geologiche; ma se gli organismi sono atti a costruire, hanno anche un'azione distruttrice e modificatrice sotto un altro aspetto.

Così tutti sappiamo che le talpe hanno abitudine di scavare delle gallerie; questa azione delle talpe può avere un'azione benefica, ma intanto lo scavare delle gallerie diminuisce la solidità del terreno. Così pure abbiamo i conigli, che hanno consimile abitudine, e vi sono delle regioni popolate da questi animali, in cui il terreno è estremamente instabile, in causa appunto del lavoro sotterraneo di escavazione.

Cogli studî fatti da Darwin sopra i vermi della terra s'è messo in evidenza l'azione potentissima che hanno questi animali nel rimescolare il terreno.

Alcuni animali poi hanno un'azione demolitrice assai manifesta, specialmente nelle roccie facilmente sfacelabili. Dobbiamo mettere in questa categoria certi ruminanti, che sgraziatamente si trovano molto numerosi sulle nostre montagne: le capre e le pecore. Infatti come protettrice delle roccie dobbiamo notare la zolla erbosa; si citano antichi accampamenti, che presentano le opere di fortificazione conservate dalle zolle erbose; ora le capre e le pecore, coll'abitudine di procedere l'una dopo l'altra, tracciano, incidono dei sentieri nelle zolle erbose, tagliandole, distruggendole letteralmente; si formano dei solchi, che mano mano si trasformano in crepature, attraverso le quali penetra l'acqua, e si produce lo smantellamento delle roccie, che vengono poste al nudo.

Le piante, come i muschi, i licheni, concorrono alla demolizione delle roccie; e così pure un lavoro assai vasto di disag-

gregazione è prodotto dalle radici delle piante d'alto fusto, che penetrano nelle fessure delle roccie.

Pare infine, che alcuni organismi infimi abbiano una grande azione nello sfacelo intimo di certi materiali rocciosi.

Fra gli agenti biologici potremmo parlare anche dell'uomo, che ha un'influenza grandissima sulle trasformazioni della superficie terrestre. Basta citare l'abbattimento delle foreste, che può portare cambiamenti nelle condizioni climatologiche d'una regione; analogamente il prosciugamento di laghi, che può far cambiare anche le condizioni climatologiche. È però inutile passare ora in rivista le influenze speciali ed assai grandi, che l'uomo ha nel modificare le condizioni fisiche della terra da lui abitata colle opere dovute alla sua speciale energia; ci contentiamo di constatare, che l'uomo funziona anch'esso come agente biologico.

Abbiamo veduto come alla superficie terrestre la parte dominante delle azioni degli organismi sia devoluta piuttosto ai vegetali che non agli animali; succede precisamente il rovescio quando noi consideriamo l'azione esercitata dagli organismi al disotto della superficie del mare.

Per ciò che riguarda l'azione dei vegetali marini, appena appena meritano di essere ricordati per la formazione di qualche straterello di torba per il decomporsi delle alghe là dove per accidentalità delle spiaggie havvi un relativo ristagno delle acque. Inoltre notiamo, che le piante marine in rarissimi casi si presentano con fusto legnoso; in conseguenza non troveremo formati per opera di piante marine quegli accatastamenti, che possiamo verificare alla superficie od a poca profondità negli ammassi torbosi e nei banchi di carbon fossile. Però non bisogna dimenticare, che nella flora marina esistono certe piante, che si allontanano in modo marcatissimo da ciò che vediamo alla superficie della terra; sonvi specie vegetali, che hanno la proprietà di produrre incrostazioni lapidee analoghe in apparenza alle costruzioni calcaree di organismi animali; le nullipore e le coralline, che per qualche tempo furono confuse cogli

animali costruttori marini, incrostano sovente i polipai. Però la loro importanza è molto al disotto di quella devoluta ai veri animali costruttori; per cui basti quello che abbiamo detto relativamente all'azione dei vegetali, e veniamo a dire specialmente di quella degli animali.

L'azione degli animali nelle profondità dell'oceano è eminentemente costruttrice, e non si può dire, che la loro azione demolitrice sia notevole. I più potenti costruttori appartengono alla famiglia dei polipi a polipai.

Quantunque negli organismi marini l'azione costruttrice prevalga grandemente sulla demolitrice, tuttavia qualche animale ha la proprietà di intaccare le roccie; tale una specie di molluschi bivalvi, i quali hanno la proprietà di operare dei fori nelle roccie per scavarvisi una abitazione: sono le litodome, le litofaghe, le cui traccie servono molto bene, in alcuni casi, per constatare avvenuti sollevamenti di litorali. A grande distanza dalle spiaggie, dove non giungono più i materiali detritici provenienti dalle terre emerse, troviamo sopra il fondo del mare dei depositi, talora potentissimi, formati da spoglie innumere di animali estremamente piccoli, i quali vivono specialmente nelle acque calde: abbiamo il così detto *fango a globigerine* a profondità anche di migliaia di metri. Conviene notare, che non sono i soli organismi animali quelli che contribuiscono alla formazione di tali depositi, vi prendono parte anche organismi vegetali, come le diatomee silicee in miscuglio con spicule calcaree e silicee di spugne.

Lo sviluppo della vita organica in alcune località si presenta veramente prodigioso, e ciò anche in vicinanza delle coste. Così l'Ehremberg trovò, che causa dell'otturarsi della foce dell'Elba era lo sviluppo in numero estremamente grande di organismi. Possiamo anche ricorrere ad esempî delle antichità geologiche: le sabbie plioceniche in alcune località sono estremamente ricche di gusci silicei ed anche calcarei di foraminifere; tra questi organismi figurano principalmente orbuline, nummuliti, globigerine. Le globigerine vivono alla superficie delle acque,

ed esigono acque piuttosto calde; perciò i fanghi di questi organismi non si troveranno mai ne' mari interni, che non siano in direttissima comunicazione con grandi oceani, per modo che possano presentare certe plaghe in corrispondenza del passaggio di correnti, che partano da regioni calde.

Lo studio di tali fanghi di organismi è di grande importanza geologica. Nel miocene, uno dei periodi del terziario, esistono delle marne, e fra queste v'ha un piano speciale rappresentato dalle marne a globigerine, che dimostrerebbe per quel periodo geologico condizioni analoghe a quelle, che verifichiamo oggidì nei tragitti delle correnti calde.

A seconda delle ricerche fatte, i tipi diversi sarebbero distribuiti a seconda le profondità: a 80 metri quasi completamente figurano le milioliti; da 50 a 160 metri le tromatuline; sotto ai 140 e fino a 200 metri le marginuline e le cristallarie; e finalmente fino a 5300 metri si ha il fango delle globigerine. In mezzo a questo fango vegetano, se si può dire così, le spugne, e specialmente certe forme bizzarre di esse, le diatomee, e altre specie vegetali consimili.

Oltre a questi fanghi, i quali sono di natura eminentemente calcarea, si presentano dei fanghi silicei. In questi casi gli organismi che li formano sono piuttosto vegetali, e tengono il primo posto quelli già accennati precedentemente, cioè le diatomee; però i fanghi silicei sono meno sviluppati dei calcarei. Oltre a ciò su certi fondi marini si sviluppa una specie di gelatina vivente, a cui si dà il nome di *Batibius Heckelii.*

Tutti questi depositi si formano sul fondo del mare; al disopra poi possono vivere infinità di organismi, che morendo, le loro spoglie vanno anch'esse a depositarvisi. Non bisogna però credere, che tutti i depositi siano dovuti a spoglie precipitate dall'alto, ma forse alcuni di essi possono benissimo essere depositi di organismi ridotti allo stato di estrema semplicità, per modo da poter vivere a quelle grandissime profondità. La scienza finora poco sa di tali organismi; non ha fatto che constatare la presenza di quella certa gelatina vivente e darle un nome.

Passiamo ora ad un altro tipo di animali costruttori, o meglio ad altre costruzioni dipendenti da organismi di tipo estremamente diverso dagli accennati. Le *formazioni coralline* sono dovute a raggiati di diversi generi, di diverse famiglie, i quali agiscono precisamente come i polipi del corallo, che tutti conosciamo, colla differenza però, che sono capaci di produrre costruzioni calcari ben altrimenti sviluppate, che fasciano e circondano le isole, possono costituire delle scogliere assai imponenti, formare delle isole di diametri rilevantissimi, ecc. Siamo quindi in presenza di animali realmente costruttori, capaci di assimilarsi quei pochi diecimillesimi di carbonato di calcio, che vedemmo trovarsi nelle acque del mare, e formare delle vere costruzioni. A questi animali costruttori si dà il nome generale di *madrepore*, oppure anche di *animali coralligeni*, perchè hanno grande analogia con quelli che formano il corallo.

Gli organismi capaci di produrre costruzioni calcari sono divisibili in due serie: organismi animali e vegetali. Degli organismi vegetali abbiamo già parlato, e non hanno veramente grande importanza; quanto agli animali, essi si dividono in diversi tipi.

Nei polipi abbiamo vere colonie, e la colonia rudimentale è costituita da molti individui, che hanno una cavità stomacale comunicante con una sola bocca; l'altra apertura viene a fondersi in un canale unico per tutta la famiglia.

Negli idroidi abbiamo press'a poco la stessa costituzione organica; ma mentre i polipi veri si riproducono per gemmazione, il germe degli idroidi si stacca e si sviluppa in un individuo, che non ha niente a che fare colla forma precedente: si produce cioè una medusa o cappello di mare; abbiamo quindi negli idroidi la generazione alternante o metagenesi.

Finalmente negli idrozoarii abbiamo ancora quello stesso tipo; ma mentre nei polipi si ha una sola apertura per individuo nel tubo digerente, si hanno invece in questo caso due aperture distinte; di più si ha più distinta la separazione da individuo a individuo.

Abbiamo delle madrepore fossili di determinazione impossi-

bile, perchè si sono fuse in un tutto spatizzato, e si è cancellata ogni traccia della struttura organica primitiva.

Riguardo alla costituzione chimica delle costruzioni madreporiche si ha per la massima parte del carbonato di calcio, e il quantitativo varia fra il 95 e il 98 0[0; di più si aggiunge una certa quota di fosfato calcico, di fluoruro di calce e di carbonato di magnesia.

Riguardo alle condizioni di sviluppo, la regione loro corrispondente viene ad essere limitata dalle due linee isochimeniche di + 20°. Havvi poi in generale una distribuzione delle diverse famiglie secondo la temperatura più o meno elevata.

Riguardo alla profondità, di cui dobbiamo tener ben conto, le madrepore non si sviluppano convenientemente, che ad una profondità che non ecceda i 37 metri dalla superficie del mare. Ciò non toglie però, che una madrepora possa anche svilupparsi alquanto al disopra del livello della bassa marea, e rimanere così scoperta per tutto quel tempo, che occorre per la bassa marea; ma anche in tali casi, generalmente non è, che a pochi centimetri al disopra. Teniamo conto di questo fatto, inquantochè vedremo affondarsi le costruzioni madreporiche anche a centinaia di metri; e questo ci dovrà servire per spiegazione nel determinare gli abbassamenti, le varianti di livello, a cui andarono soggette le terre.

Di più si esigono acque marine assolutamente limpide; così vedremo, che dove delle scogliere madreporiche formano una cintura litoranea, esse presentano delle aperture in corrispondenza dello sbocco dei fiumi. Una volta si diceva, che queste aperture si dovevano al fatto, che in quel tratto si aveva la presenza di acqua dolce, mentre per la vita delle madrepore si esige acqua marina; ma noi abbiamo già fatto notare, che l'acqua dolce si estende superficialmente, quindi al di sopra della regione, in cui vivono i polipi, epperciò non avrebbe tal fatto una vera influenza. La causa di quelle aperture è dovuta invece specialmente alla fanghiglia portatavi dalle acque dei fiumi; e sapendo come nelle acque torbide i polipi non si sviluppano, così si comprende come si abbiano quelle rotture.

Lo sviluppo di una colonia è assai lento; nel 1857 si osservò un ramo di coralli sviluppatosi sopra la chiglia di un bastimento naufragato 40 anni prima, lo sviluppo corrispondeva ad 8 cm. circa all'anno. È questa già una rapidità eccezionale; così si è trovato, che le poriti hanno uno sviluppo variabile fra 38 e 18 mm. all'anno; le meandrine uno sviluppo di circa 25 mm. all'anno.

Le produzioni coralline si dividono in 2 tipi: *scogliere* ed *isole*; divisione puramente arbitraria. Si chiamano scogliere madreporiche tutte quelle, che sono rappresentate da produzioni coralline, e che fasciano a distanza più o meno grande una terra emersa, un continente, un'isola. Nell'Australia si trova una di queste scogliere madreporiche della lunghezza di non meno di 1200 chilometri. Le scogliere madreporiche possono inoltre essere multiple, e frammezzo intercedere canali di mare; quindi presentano il beneficio, che in quel tratto, in quella specie di canale si trova una regione, ove si è certi di trovare calma quasi perfetta. Talora poi è semplice, e la parte verso il mare si presenta molto più accidentata, ma più elevata, perchè i flutti portandovi continuamente degli alimenti per gli animali, quivi lo sviluppo è assai più energico; di più, rompendosi sotto l'urto delle onde la costruzione in diversi luoghi, succede che l'aspetto vi è molto più accidentato.

In alcuni casi la scogliera madreporica è momentaneamente aderente alla spiaggia, e in altri invece ne è molto distante. In certe circostanze, quando si ha la scogliera molto distante dalla spiaggia, può avvenire, che nell'interno fra essa e la spiaggia si verifichino ancora le condizioni opportune, e che si formino perciò altri ordini di scogliere concentriche avvicinantisi sempre più alla costa.

Si dà il nome specialmente di *scogliere madreporiche di cintura* a quelle poco distanti o aderenti alle spiaggie; si dà il nome speciale di *barriere madreporiche* a quelle molto più sviluppate, molto più ampie, molto più distanti dalle spiaggie, come accade appunto per quella già citata che trovasi nell'Australia. La scogliera esterna si eleva di circa 1[3 di metro dal

livello di alta marea, salvo il caso in cui l'azione demolitrice delle onde non accumuli detriti su detriti, chè allora si può elevare anche fino a 6, a 7 e ad 8 metri, secondo la potenza che determina l'accumularsi dei detriti.

Oltre alle scogliere, ma che si attaccano ancora a questo stesso tipo di costruzioni, abbiamo gli *abrohlos*, che si possono definire quasi come cappelli di costruzione madreporica ricoprenti un'isola, uno scoglio, una rupe completamente sommersa.

L'altra forma di costruzioni madreporiche è quella detta degli *atolls,* di isole cioè anulari, continue o spezzate, regolari od irregolari, contenenti generalmente una laguna interna, o un tratto di mare incluso, e formate esclusivamente di madrepore.

Riguardo alla spiegazione del modo di origine degli atolls si credeva dapprima, che siffatta loro configurazione fosse dovuta a quella degli scogli sottomarini, a cui si erano fissati i polipi a polipaio; ed argomentando dai fatti, che accadevano sulla superficie terrestre, si propendeva ad ammettere, che tal forma fosse dovuta precisamente alla disposizione a circolo più o meno regolare di antichi crateri vulcanici, i quali, trovandosi al di sotto del livello del mare e spenti, avevano potuto servire di imbasamento alla formazione dei polipai. Ma uno studio più accurato degli atolls ha fatto abbandonare questa ipotesi. Fra le diverse considerazioni in contro eravi quella, che le dimensioni in diametro di questi atolls sono di molto superiori a quelle, che si verificano per crateri vulcanici.

Gli atolls, che possiamo studiare nei diversi mari e nelle latitudini basse, cioè negli oceani caldi, possono distinguersi in tre gruppi: *atolls semplici*, che possono essere *completi* od *incompleti*, *atolls secondarî* ed *atolls composti.* Sarebbe semplice quello che forma un solo cerchio; è completo se in tutte le sue parti è continuo; incompleto se invece di tanto in tanto hanvi delle sbrecciature, per cui l'acqua del mare penetra nel suo interno. Si chiamano atolls secondarî quelli inclusi in un atoll semplice. Bisogna ben distinguere la concomitanza d'un atoll principale con uno secondario da quello che si chiama col

nome di atoll composto. Nel caso ora accennato non abbiamo che un solo anello esterno interrotto, oppure continuo; nel caso dell'atoll composto, esistano o non atolls secondarî nel mezzo, abbiamo l'anello come formato dalla riunione di tanti atolls, di tanti anelli sempre di origine madreporica.

Riguardo al loro modo di formazione, oramai è adottata la opinione di Darwin, sussidiata dalle osservazioni del Dana.

Secondo la teoria di Darwin un atoll si può considerare come una scogliera *ab origine*; nel primo periodo di scogliera madreporica l'isola forma un promontorio, che emerge più o meno dal mare. Alla profondità di 37 metri, e non di più, possono prendere origine i polipai, che vengono a costituire la cintura madreporica. Poco per volta l'isola si abbassa; la scogliera madreporica si trova portata in un ambiente non più conveniente allo sviluppo del polipaio, per cui la porzione profonda muore; e che muoia poco importa, perchè sussiste come costruzione già fatta, come roccia, che resiste alle onde del mare; ma nel mentre che la parte profonda muore, non cessa in alto la vitalità della colonia, la quale anzi tende a svolgersi verso l'alto per mantenersi ad un livello superiore ai 37 metri. Ed ecco che arriviamo poco per volta alla condizione di un'isola rocciosa centrale circondata a distanza da una ghirlanda di madrepore. Il movimento di abbassamento seguita, ed arriva al punto, in cui tutta l'isola scompare dal livello del mare; ciò non toglie però, che il complesso madreporico portato in basso possa crescere e prosperare sviluppandosi verso l'alto. Per ultimo risultato avremo solo visibile una scogliera madreporica anulare, perchè l'origine di essa era a forma di cintura attorno all'isola, che si presenterà con una laguna interna isolata dal mare, se l'anello è completo, o comunicante con esso, se l'anello è spezzato.

Questa è la teoria più semplice sancita dalle osservazioni; ed essa ci dimostra un fatto di grande importanza, quello cioè della estrema lentezza, con cui si abbassano tali isole; giacchè se esse si abbassassero repentinamente, di modo che tutta la colonia madreporica fosse portata in massa al di sotto di 37 metri dalla superficie oceanica, morrebbe completamente. Bisogna dunque, che

l'abbassamento della massa madreporica primordiale sia fatto con una lentezza tale da permettere il contemporaneo sviluppo della colonia verso l'alto, per modo che si mantenga sempre allo stesso livello compatibile col suo sviluppo.

Ora noi sappiamo precisamente quale è la quota di aumento annuale per alcuni di questi polipai, che appena raggiunge qualche centimetro ogni anno; potendo controllare la presenza di masse madreporiche estinte alla profondità di 500, 600 metri, possiamo argomentare del tempo impiegato per l'abbassamento verificatosi.

Abbiamo ancora un dato per valutare sollevamenti avvenuti dal rinvenimento di produzioni medreporiche emesse sopra il livello marino, quantunque non possiamo avere più un'idea del tempo impiegato per il sollevamento stesso.

Dicemmo che il mare tende a demolire queste madrepore; ma la loro energia di vitalità compensa continuamente ciò che il mare distrugge. Una parte dei detriti vengono intanto lanciati al di dentro della scogliera, e possono servire a costituire delle vere formazioni geologiche. Abbiamo tutta la serie dei calcari brecciati, che risultano da tali detriti cementati dal tritume minuto, che si interpone negli interstizî, e, se vogliamo, anche da quella quota di carbonato di calcio, che può essere disciolto dalle acque e poi precipitato negli interstizî. Abbiamo poi un vero orizzonte geologico costituito in questo modo, la creta, il calcare cretaceo bianco, di cui sono formate le coste della Francia verso il Canale della Manica e le sponde dell'Inghilterra. Si può considerare *ab origine* come una fanghiglia calcarea, quasi impalpabile, bianca, proveniente dal completo sfacelo delle madrepore, a cui si unirono tutte le spoglie delle madrepore e di tanti altri organismi di natura calcarea, dei resti silicei delle diatomee. Spesso per un lavoro di accentrazione della silice, che risulta dalla decomposizione di residui organici, si formano quei certi arnioni silicei, notissimi nella creta.

Sottosezione Seconda

Endodinamica.

CAPITOLO I.

Termografia terrestre profonda.

Veniamo ora alla *endodinamica.* Qui entriamo in un campo più difficile, e dove l'ipotesi sostituisce molte volte la teoria. Ed è chiaro; i fenomeni esterni li vediamo verificarsi sotto ai nostri occhi; ma per ciò che si riferisce all'endodinamica non possiamo presenziare allo svolgersi d'un fenomeno, e vedere quali siano le circostanze, che possano influire, agevolando od ostacolando, sul suo compimento. Dobbiamo argomentare tutto dallo studio delle traccie esterne devolute a quelle azioni interne.

Ma intanto se diamo uno sguardo al complesso dei fenomeni, che si rivelano alla superficie terrestre, emanati però dalle profondità, vediamo dominare l'azione spinta di due agenti, che probabilmente si completano: l'azione dell'acqua in certe determinate condizioni differenti da quelle, nelle quali agisce alla superficie della terra, vale a dire in condizioni di pressione e di temperatura molto più accentuate, per le quali acquista un potere dissolvente, decomponente esagerato, e l'azione del calore.

Le esperienze fatte da molti chimici geologi hanno messo in evidenza, che l'acqua è capace di disciogliere delle sostanze, che in essa sono affatto insolubili nelle condizioni ordinarie, quando

però si trova sotto forte pressione e ad elevata temperatura; tantochè si è riuscito, assoggettando dei miscugli con acqua ad elevata temperatura e a fortissima pressione, ad ottenere la formazione naturale di tanti minerali cristallini, che prima si consideravano di origine ignea. Dunque vuol dire, che dobbiamo tener conto non solo dell'acqua, ma anche del calore, il secondo agente precipuo endogeno.

Questo calore è un qualcosa, che esiste indipendentemente dall'acqua scendente alle grandi profondità, e che dà a questa un'energia speciale, oppure che risulta dalle azioni stesse fisico-chimiche, che l'acqua determina nelle profondità della massa terrestre? Il calorico interno rappresenta il residuo del calorico primordiale terrestre, ovvero è il risultato del continuo agire dell'acqua nel senso fisico-chimico, e rappresenta una rivelazione dell'attività interna propria della terra? Ecco la grande questione, che non è ancora risolta. Il fatto sta, che nello studio dei fenomeni interni non possiamo staccare l'uno dall'altro questi due agenti, acqua e calore.

Ciò premesso possiamo dividere lo studio dell'endodinamica in diversi gruppi. Il calorico interno si rende sensibile alla superficie terrestre o a poca distanza da essa in profondità. Quando si parlava della termografia terrestre superficiale si disse, che l'influenza del calore esterno va diminuendo nelle profondità, e si arriva ad un livello di 20 o 22 metri, nelle nostre latitudini, in cui lo strato terrestre si presenta ad una temperatura costante, corrispondente alla media annuale dell'ambiente sovrastante, ma che al disotto di questo strato la temperatura si eleva di continuo. Ma fino a quale profondità continua tale aumento di temperatura? Questo non possiamo sapere; non si può osservare direttamente, che a profondità massime di 1500 a 2000 metri, ben poca cosa certamente in confronto dello sviluppo del raggio terrestre. È bensì vero, che possiamo avere un'idea della temperatura delle profondità da quella dei materiali, che ne provengono per eruzione, ma sappiamo noi se la temperatura delle lave e delle acque termali non subisce delle modificazioni grandissime nell'atto che esse attraversano la

massa solida terrestre per le crepature che loro servono di via di uscita? Ad ogni modo per le profondità che l'uomo ha esplorato si verifica questo aumento di temperatura, aumento, che se dovesse verificarsi sino al centro della terra, colà si avrebbero temperature presso a 200.000°. Secondo alcuni geologi però tale aumento si verificherebbe solo fino a quei focolari interni di sviluppo di calorico per opera dell'azione chimica dell'acqua.

Noi dobbiamo attenerci a ciò che è constatato; non dobbiamo entrare a discutere le ipotesi. Le osservazioni termometriche profonde si incominciarono nel 1740; e prendendo la media di tante osservazioni fatte d'allora in poi, si stabilì la legge di Fourier, secondo la quale a partire dallo strato a temperatura costante in discesa per ogni 30 metri corrisponderebbe l'aumento di un grado centesimale. Ma convien dire però, che osservazioni fatte in luoghi anche poco distanti hanno dato risultati molto differenti, e ciò probabilmente perchè la causa di questo riscaldamento interno non è un focolare centrale, che irradî in tutti i sensi il calorico ed in egual misura, ma sibbene esistono molti focolari calorifici, di diversa energia produttiva a seconda la diversa energia d'azione fisico-chimica dell'acqua. D'altra parte non tutte le roccie sono di eguale conduttività calorifica; in una roccia, che presenta maggior conduttività calorifica, bisognerà discendere di un numero maggiore di metri per trovare l'aumento di un grado.

Le osservazioni fatte in diverse località diedero varianti comprese tra 42 e 15 metri di discesa corrispondentemente all'aumento di un grado centesimale.

Le differenze marcatissime dipendono, come dicemmo, dalla maggiore o minor vicinanza del focolare calorifico, dall'esser questo più o meno energico e dalla natura dei materiali in rapporto colla conduttività calorifica; è un fatto provato, che i materiali cristallini sono d'una conduttività calorifica più accentuata, che non gli schistosi. Ma oltre a ciò occorre tenere in conto la configurazione esterna del suolo. Già accennammo, parlando della termografia superficiale terrestre, che nelle pianure lo strato a

temperatura costante è alla profondità di circa 20 metri; nei paesi montuosi però, ove havvi maggior superficie irradiante esposta agli agenti atmosferici, lo strato a temperatura costante si trova a maggiore profondità; evidentemente quindi deve avvenire lo stesso per il calorico interno della terra; e lo sperdimento nei luoghi montuosi sarà ben maggiore, sia per la costituzione cristallina, sia per la maggior superficie d'irradiamento, sia per la elevazione in un ambiente più freddo. La determinazione della profondità dello strato a temperatura costante fu fatta per pochi siti di montagna, ma vi sono osservazioni sul grado geotermico, cioè sul grado di temperatura a determinate profondità, che hanno messo in evidenza, come la conduttività nelle montagne si faccia più potente, e per conseguenza l'aumento d'un grado centesimale richieda una discesa di un numero di metri maggiore di quello che si richiede in pianura. E qui riferiremo brevemente le osservazioni, che furono fatte nel nostro paese la prima volta che si aprì una galleria ferroviaria.

Quando si operò il traforo del Fréjus si stabilirono delle osservazioni termometriche scrupolose per determinare tanto la temperatura della roccia, quanto quella dell'aria; e fu l'ingegnere Giordano quegli, che si prese l'assunto di fare le osservazioni.

Egli incominciò a determinare il quantitativo di roccia sovraincombente alla parte centrale della galleria, e trovò che l'altezza della parte centrale di essa sul livello del mare era di 1295 metri, mentre quella del culmine della montagna era di 2905, verificandosi quindi una differenza di livello di 1610 metri. Il Giordano ridusse questa differenza a 1550, calcolando, che per determinare l'aumento di temperatura bisogna partire dallo strato a temperatura costante, e non dalla superficie; e valutò a 60 metri la profondità di esso strato.

Per calcolare la temperatura dello strato a temperatura costante prese per base la media annuale di località situate a livelli ben differenti, di Torino cioè e del Gran S. Bernardo. Dalle osservazioni fatte la media che ottenne per quell'altezza

fu di — 1°,6, superiormente alla parte centrale del tunnel, a 6450 metri dallo imbocco sud; nel tunnel a quel punto la temperatura della roccia era di 29°,5, per cui a partire da 60 metri di profondità per arrivare al livello del tunnel si avrebbe un aumento di temperatura di circa 30°; sicchè dividendo la differenza 1550 per 30, si venne alla conclusione, che il grado geotermico era rappresentato da 50 metri.

Riassumendo possiamo conchiudere da questo rapido sguardo dato alle esperienze del Giordano, che per valutare la temperatura interna dei massicci montuosi, specialmente per l'applicazione alla costruzione dei trafori, bisogna tener conto di diversi fatti. Prima di tutto bisogna partire per la valutazione dalla profondità, in cui si verifica lo strato a temperatura costante, che possiamo mettere in media a 60 metri per le regioni montuose; e poi è necessario calcolare esattamente la temperatura media annuale. Si può ammettere, che nei paesi montuosi occorrono da 50 a 55 metri di discesa perchè si verifichi l'aumento di un grado centesimale. Tenendo conto di queste precauzioni ed applicando le basi dei calcoli del Giordano con leggierissime varianti alla determinazione *a priori* della temperatura interna per un tunnel attraverso le catene del M. Bianco corrispondentemente al Colle del Gigante, si otterrebbe per temperatura massima interna quella di 33° a 35° per l'aria, e di 35° a 37° per la roccia.

CAPITOLO II.

Vulcanologia.

Le rivelazioni termiche, di cui ci occupammo nel precedente capitolo, indicano la presenza di uno degli agenti, a cui son dovuti i fenomeni endogeni, cioè il calorico. Ora dobbiamo occu-

parci di altre manifestazioni, dipendenti da questa attività endogena, manifestazioni, che conducono ad una eliminazione, ad una perdita del calorico che si sviluppa nell'interno della terra.

Abbiamo detto come secondo le idee nuove questo calorico sarebbe prodotto da un complesso di azioni chimiche e fisiche che si compiono nelle viscere terrestri per opera specialmente dell'acqua. Una quota di questo calore si perde in manifestazioni verso l'esterno, ma perdurando le azioni telluriche una nuova produzione compensa le perdite. In parte tale eliminazione si compie per una specie di trasmissione dalle parti profonde alle superficiali, come vedemmo, ma più potentemente avviene anche per il trabocco o portata a giorno di materiali dotati di elevatissima temperatura, sotto forma solida, liquida e gazosa. Ed ora appunto dobbiamo occuparci di questi fenomeni detti *eruttivi*, intendendo sotto questo appellativo tutti quei fenomeni caratterizzati dalla uscita alla superficie della terra di materiali di qualsiasi natura, purchè ad elevata temperatura, e provenienti dall'interno della terra. Tra essi il fenomeno più conosciuto è quello dello erompere di materiali prevalentemente solidi o pastosi, capaci in genere di accumularsi in ammassi di configurazioni speciali, in rilievi vulcanici; ma però ad esso si rannodano come fenomeni secondarî, pur dipendenti dallo stesso agente, tutte quelle emanazioni, che si dicono gazose, perchè rappresentate da materiali gazeiformi, il trabocco di sostanze liquide, come nelle sorgenti termali, i vulcani così detti di fango ed i fenomeni geyseriani. Occupiamoci anzitutto dei fenomeni vulcanici propriamente detti, e delle diverse fasi che essi presentano.

Nella maggior parte dei libri si trova designato il vulcano come una montagna che getta fuoco ed insieme emette sostanze allo stato di fusione ed acqua allo stato di vapore. Questa definizione non è veramente esatta, inquantochè un vulcano può esistere senza essere rappresentato da una montagna, anzi la formazione di questa è una conseguenza non necessaria della costituzione del vero vulcano; poscia se vi ha produzione di vere fiamme, queste costituiscono un fenomeno tutto secondario ed accidentale. Non possiamo dire, che tutti i vulcani siano mon-

tagne, partendo dalla sola e semplicissima considerazione di fatto, che se vi hanno vulcani alti 6000, 7000 metri, come nelle Ande, e 3000 metri, come l'Etna, troviamo benanche vulcani, che sono elevati di poche diecine di metri sul livello del paese, e purnondimeno non possiamo togliere il nome di vulcani a certe aperture nella massa della terra, che sono vere comunicazioni dell'interno coll'esterno; dippiù abbiamo dei vulcani, che si aprono sui fondi marini. Scientificamente poi si comprende come l'aggiunta del distintivo di montagna sia erronea, dal momento che essa dipende dall'accumularsi attorno alla bocca vulcanica dei materiali deietti; ciò che costituisce sostanzialmente il vulcano è l'apertura, che si appalesa nella massa terrestre. Quello poi che può far credere, che il vulcano getti fuoco, si è l'apparire di fenomeni luminosi molto intensi al di sopra di un vulcano, specialmente di notte, nel parossismo dell'attività vulcanica. Ma quelle parvenze luminose non sono dovute a vere fiamme, bensì alla riflessione dello splendore delle lave incandescenti, che occupano il camino vulcanico, sulle masse di vapore, che si svolgono al di sopra. Così pure noi dobbiamo bandire dalle descrizioni di eruzioni vulcaniche la parola *fumo*, essendo quello che così si indica volgarmente null'altro, che vapor d'acqua, che si condensa in nebbia per la bassa temperatura dell'atmosfera. Le fiamme si producono solo in certe speciali circostanze, ma non per regola generale; difatti la fiamma non è altro, che il fenomeno dipendente dalla combustione di sostanze allo stato di vapore o di gaz; ma per ottenere questa combustione occorre l'ossigeno, che è il più energico fra i comburenti; ora questo non si trova libero nelle profondità del vulcano, in modo da produrre l'abbruciarsi di sostanze combustibili; tant'è, che le lave vulcaniche sono ingemmate frequentemente di cristalli di zolfo, e tutti sanno, che lo zolfo è una sostanza eminentemente combustibile, per cui se nelle viscere del vulcano si trovasse l'ossigeno libero, sarebbe impossibile, che nelle eruzioni lo zolfo non entrasse in combustione. Epperò possiamo conchiudere, che la produzione di fiamme non è un fatto normale, generale, che merita di essere ricor-

dato in una definizione scientifica; il che non toglie però, che una lava incandescente rovesciandosi sopra una antica, coperta di cristallini di zolfo, questi si accendano producendo delle fiammelle.

Un'eruzione vulcanica completa si può dividere in quattro fasi, di cui tre sono positive, ed una si potrebbe anche tralasciare, perchè assolutamente negativa, non segnando che il termine d'azione della forza vulcanica.

La prima fase è quella che proprio inizia il lavoro di eruzione, sia in località dove mai si verificarono fenomeni vulcanici, che in quelle ove già avvennero, susseguiti però da periodi più o meno lunghi di riposo.

Bisogna però che ci fermiamo un momento a cercare di stabilire quale sia la causa che determina l'eruzione vulcanica. Stante l'attuale incertezza, in cui ancora ci troviamo sulle interne vere condizioni del globo, non possiamo pronunciare l'ultima parola sulla natura dell'agente vulcanico; ma intanto noi dobbiamo riconoscere nel fatto dell'eruzione vulcanica una tendenza di masse profonde a venire a giorno. Questa tendenza si rivela sotto forma di una spinta dal basso all'alto, che determina delle vibrazioni rapidissime e violente nella massa solida della terra, producendo il fenomeno dei terremoti; ed a questi si limita l'azione endogena se la sostanza della massa terrestre è tale da opporsi a qualunque uscita delle masse sotterranee; ma se invece la resistenza di quella è inferiore alla spinta esercitata, avviene allora la prima fase della eruzione vulcanica, la *esplosione*.

Ora la causa che immediatamente produce le eruzioni vulcaniche può essere definita senza bisogno di risolvere la questione generale dello stato interno terrestre. Infatti, sia nel caso dell'esistenza di una massa liquida, profonda, costituente per intiero l'interno della terra, con una tendenza a portarsi all'esterno del globo, sia in quello di masse parziali, localizzate di sostanze o allo stato liquido, o pastoso, o gazoso, dotate dell'istessa tendenza, sempre si verifica uno sforzo, che vincendo la resistenza delle masse solide, dà luogo al fenomeno

della eruzione vulcanica. In ogni modo, tanto nell'un caso, che nell'altro possiamo accettare come causa dell'eruzione vulcanica la tensione esercitata da masse profonde ad elevata temperatura contro le parti solide superficiali; queste non possono resistere alla spinta, succede la esplosione, e si compie la prima fase dell'eruzione vulcanica.

Ma noi parliamo di esplosione, dunque vuol dire, che le sostanze che tendono ad uscire, e che determinano il maggior sforzo contro la massa superficiale resistente non saranno materiali liquidi, ma piuttosto gazosi o allo stato di vapore, siccome quelli che sono nelle condizioni più favorevoli per esercitare una tensione potentissima dal basso all'alto nel nostro caso. E difatti noi possiamo immaginare quanto l'acqua allo stato di vapore sia capace di produrre tale sforzo, e non abbiamo bisogno di invocare altri agenti. Gli altri materiali allora, solidi o liquidi, che vengono a prender parte al fenomeno eruttivo potrebbero essere non gli agenti impellenti, ma materie, che passivamente sono spinte in alto dal vero agente, dal vapore acqueo. Il calorico, che rende incandescente e pastose le lave, determina il passaggio dell'acqua allo stato di vapore; e noi sappiamo, come l'acqua possa discendere a grandi profondità dalla superficie terrestre, e trasformarsi in vapore nei focolari di produzione calorifica; colla sua tensione spinge in alto le masse diverse eruttive, e determina una tensione contro la massa solida, che si oppone alla sua uscita; questa resistenza è vinta, ed ha luogo la fase di esplosione.

Che sia alle masse aeriformi, che è dovuto lo sforzo determinante l'iniziarsi del fenomeno vulcanico, è provato dal fatto, che alcune volte tutto il fenomeno vulcanico si riduce alla sola fase di esplosione. Abbiamo molti laghi nell'Italia Centrale e nella Meridionale, conosciuti sotto il nome di *crateri-laghi* — cratere è il nome geologico che si dà alla bocca di un vulcano — i quali ci rappresentano veri crateri di esplosione; la massa aeriforme ha esercitato uno sforzo sulla parte solida superficiale terrestre, ne ha vinta la resistenza, si aprì una via di sfogo, ma siccome non v'erano sostanze liquide o pastose,

appena cessato l'atto dell'esplosione tutto ebbe termine. I tritumi delle roccie lacerate così violentemente, ricadendo, hanno otturato la lacerazione, si sono in seguito assodati in una massa impermeabile col concorso di materie portate dalle acque, ed hanno formato una cavità a fondo cieco, la quale riempiendosi poi di acqua ha dato origine a dei laghi.

Questa fase non si verifica solamente in località dove mai si siano manifestati fenomeni vulcanici; può avvenire, anzi avviene spesso in località, dove fenomeni vulcanici si compirono su vasta scala anche in tempi precedenti. Supponiamo di avere un vulcano qualsiasi, il quale dopo un lungo periodo di riposo venga ad avere la via di comunicazione fra l'interno e l'esterno otturata dalle lave assodate, che sono i materiali deietti dai vulcani, e che caratterizzano colla loro emissione la seconda fase, di cui parleremo più avanti; allora la esplosione avviene per riaprire la vecchia comunicazione sgombrandola dal cilindro otturatore di lave rapprese, o più frequentemente per aprirne una nuova. Difatti è ben difficile che il fenomeno eruttivo assuma la direzione antica per l'energica resistenza presentata dalla lava indurita, che riempie il camino.

Se noi studiamo anche superficialmente la costituzione d'una montagna vulcanica, ci avvediamo subito, come la resistenza viene ad essere generalmente molto maggiore in corrispondenza di quel tappo di lava consolidata, che non corrispondentemente ai fianchi dell'antico vulcano, perchè questi sono formati di tante assise di lave sovrapposte con materiali incoerenti, che non presentano grande resistenza. Ma ad ogni modo, secondo la violenza del fenomeno, l'esplosione può avvenire o corrispondentemente all'antico camino, e allora tutta la porzione di lava antica viene frantumata, oppure è il fianco della montagna, che è sventrato, e lascia aprire una via laterale. La forza d'esplosione è talora così energica nelle località dove già antecedentemente esisteva un vulcano, da demolire quasi completamente l'antico cono vulcanico. Il Vesuvio ci rappresenta un cono recente; l'antico cono, demolito in gran parte, è il Monte Somma; e se cerchiamo di ricostruire questo cono, troviamo che esso doveva

avere un'altezza ben maggiore di quella dell'attuale. Quando si iniziò il periodo di attività attuale del Vesuvio, la forza di esplosione fu tale, che quasi tutto l'antico cono fu sventrato, lasciando al suo posto una grande depressione, nella quale, a forza dell'accumularsi delle lave, venne a costituirsi il nuovo cono.

Che l'acqua sia l'agente principale di questo primo periodo di eruzione vulcanica è provato dall'imponenza del famoso *Pinus horridus* di Plinio, quella specie di pennacchio, che si eleva talvolta a migliaia di metri sopra la bocca del vulcano e che, cessata la forza di proiezione, si estende e si allunga secondo la direzione dei venti, assumendo la forma di quei pini, che vediamo frequentemente vegetare nelle dune e in vicinanza del mare. Esso è formato di vapor d'acqua proiettato nell'atto dell'eruzione, e se ne consideriamo le dimensioni enormi e il suo perdurare durante tutta l'eruzione, per lasso di tempo assai lungo, ci possiamo render conto del quantitativo dell'acqua, che in tal modo viene ad erompere sotto forma di vapore. Pare che la trasformazione dell'acqua allo stato di vapore non avvenga totalmente nelle profondità terrestri; una parte si cambia in vapore nelle profonde viscere del focolare vulcanico, ed è quella che determina l'impulso dal basso all'alto dei materiali tutti, che vengono a formare i prodotti dell'eruzione, ma una gran parte pare che si trasformi allo stato di vapore a non grande profondità, e che a questa repentina e poco profonda trasformazione si debba la violenza dell'esplosione.

Le lave vengono a giorno nella seconda fase della eruzione detta di *deiezione*, o di *eruzione propriamente detta*; esse contengono, mescolata alla loro massa, una fortissima quantità d'acqua allo stato liquido, in quello stato che dicesi sferoidale. Quando tale ammasso di lave si trova a poca profondità dalla terra, diminuendo la pressione e quindi anche la temperatura per la perdita di calorico subìta nel passaggio attraverso le roccie, l'acqua si trova nelle condizioni, che le permettono di abbandonare lo stato sferoidale e di trasformarsi in vapore.

Le lave caratterizzano l'iniziarsi della seconda fase dell'eruzione

vulcanica; dopo che l'esplosione si è compiuta, la corrente di lava sale, arriva ai margini dell'apertura, trabocca al di fuori, e così per successive sovrapposizioni di lave si viene a costituire il cono del vulcano.

Si chiama dunque *cono del vulcano* quel rilievo di lave e di altri materiali eruttati, che costituisce la montagna stessa; si chiama *cratere d'esplosione* l'apertura prima, determinata nei materiali rocciosi dalla esplosione; *cratere di eruzione* invece quella donde sboccano le materie deiette. Si chiama infine *camino del vulcano* il canale più o meno sviluppato, che unisce il cratere di eruzione a quello di esplosione.

Le lave sono state considerate per molto tempo, e da alcuni anche oggidì, come roccie fuse; ora le lave non sono veramente materiali fusi, sono invece formate da una quantità di cristallini di feldispato, se si tratta di lave bianche, di feldspato e di pirosseno, se si tratta di lave nere; e questi cristalli sono roventi e cementati dall'acqua allo stato sferoidale. Quando la massa lavica viene a giorno, allora evidentemente l'acqua che contiene si trasforma in istato di vapore, per cui vengono a contatto gli uni cogli altri i cristallini incandescenti, e possono agglutinarsi. Se infatti esaminiamo un frammento di lava così consolidatasi, vediamo distintamente la struttura cristallina; e se l'assoggettassimo ad una temperatura sufficiente per la fusione degli elementi minerali, che la costituiscono, la vedremmo trasformarsi in una sostanza vetrosa, in uno smalto nero o bianco, a seconda del caso. Ora le lave non presentano mai, salvo che in circostanze speciali e per fatti posteriori alla loro emissione, la struttura vetrosa propria delle sostanze originariamente fuse.

Se l'eruzione vulcanica si compie con tale energia, che, non solamente le lave arrivino fino al cratere e poi trabocchino, ma una porzione di esse sia lanciata in alto a forte elevazione, allora avviene, che l'acqua si elimina rapidamente, ed i cristallini roventi si raffreddano indipendentemente gli uni dagli altri, per cui l'agglutinamento non avviene più, e succede, che essi ricadono sotto forma di *sabbie* o *ceneri vulcaniche,* nomi non assolutamente convenienti ad esprimere materiali provenienti nè

da trituramento meccanico, nè da residui minerali di sostanze organiche abbruciate. Tali sabbie o ceneri ci rappresentano gli elementi della lava, che per energia di proiezione si sono isolati, perdendo il cemento liquido, cioè l'acqua allo stato sferoidale.

Le ceneri o le sabbie cadono talvolta assieme al vapor d'acqua condensato, formando la così detta *pioggia di fango vulcanico.*

Oltre alle ceneri ed alle sabbie, frammenti solidi vengono lanciati a distanza, e fra questi sono le *bombe vulcaniche*, che rappresentano frammenti solidi strappati violentemente dalle pareti del camino vulcanico, o dei materiali spaccati nell'atto dell'esplosione; ma uno di tali frammenti proiettato insieme alla massa lavica trascina seco una incamiciatura di lava stessa, che viene a ricoprirlo, raffreddandosi, di uno strato più o meno grosso.

Oltre alle bombe vulcaniche, che possono assumere dimensioni svariate, abbiamo materiali solidi più minuti conosciuti col nome di *lapilli.*

Una corrente di lava appena uscita dal vulcano discende più o meno rapidamente, secondo la sua maggiore o minore scorrevolezza, come avviene per una massa di sabbia impastata, la quale può scorrere fino ad un certo punto. Il raffreddamento delle lave si fa molto lentamente, e quindi è possibile la loro discesa per chilometri e chilometri prima che giungano a rapprendersi completamente. Il raffreddamento si compie prima alla superficie, per cui una corrente solidificata esteriormente conserva ancora una certa pastosità nel suo interno, sicchè le porzioni interne per la loro pressione possono rompere la crosta superficiale in modo da farle assumere un aspetto molto scabro ed accidentato. Attraverso le crepature superficiali delle lave, anche di qualche anno, occorre talora di scorgere la lava ancora incandescente nell'interno, e ciò per la poca conduttività del calorico, di cui essa gode; ma ancora più cattive conduttrici sono le ceneri o sabbie vulcaniche.

Quando le lave hanno già compiuta la loro emissione, allora succede la terza fase, la quale indica già un indebolimento nel-

l'energia del fenomeno; non sono più che materiali gazosi, acqua e una serie numerosissima di composti minerali capaci di trovarsi allo stato gazoso o di vapori a quella temperatura quelli che vengono fuori dal vulcano; dicesi questa la *fase di emanazione*. Viene finalmente l'ultima fase, la cessazione di ogni manifestazione vulcanica, la fase detta di *estinzione*.

Sul meccanismo di costituzione del cono vulcanico una controversia si mantenne per anni ed anni; da una parte alcuni vulcanisti ammettevano, che fosse il caso d'una montagna prodottasi per una specie di intumescenza, e per cui i materiali formanti la massa solida terrestre si distendevano, si ripiegavano sotto gli sforzi grandissimi, e venivano a formare come una cupula, che poi squarciandosi dava uscita ai materiali vulcanici. Questa scuola fu chiamata dei *crateri di sollevamento*. Essa non faceva, per così dire, che rimodernare l'antica idea della scuola Pitagorica. La seconda scuola che subentrò è quella detta dei *crateri di eruzione*, la quale ammette, che i crateri vulcanici non sono per nulla formati da intumescenze enormi dovute a stiracchiamenti quasi dei materiali terrestri, bensì per l'accumularsi dei materiali di successive eruzioni, questi riuniti assieme vengono a costituirsi in forma conica, precisamente come avviene in piccolo alle aperture delle gallerie delle talpe. Ecco quale sarebbe il modo di formazione secondo la scuola moderna dei crateri di eruzione: dapprima una porzione di superficie terrestre si lacera nell'esplosione, poi, di mano in mano che l'emissione ha luogo, il rovesciarsi dei materiali continua per modo da costituire coll'accumulo il cono vulcanico; lo spazio che rimane libero nella parte centrale fra il cratere di eruzione ed il cratere di esplosione forma il camino vulcanico. È naturale poi che i materiali eruttati assumano la forma di cono, non però regolarissimo, perchè una grande quantità di circostanze può influire ad esagerare in un senso o nell'altro la quantità di accumulo. Così possiamo avere benissimo dei coni vulcanici, che si presentino sbrecciati da una parte, come ad esempio l'Etna, che presenta sul cono maggiore una breccia in

corrispondenza della così detta Valle del Bove. Tutti i crateri vulcanici hanno una parte, per così dire, demolita, per cui si apre una via più facile all'uscita delle lave, ed il cono stesso viene a perdere della sua regolarità. Ma vi sono ancora altre cause, come ad esempio l'erosione prodotta dalle acque e specialmente dalle pioggie di acque calde provenienti dalla condensazione dei vapori emessi dai crateri vulcanici stessi. Hanvi poi i venti, che possono anche influire a dare varianti assai marcate nella forma dei coni vulcanici; così alcuni di questi presentano un dosso più accentuato nella direzione, verso cui spira costantemente il vento; perciò i materiali leggieri, le ceneri vulcaniche possono venire trasportate anche a distanza per opera appunto dei venti. E ciò basti riguardo alla costituzione dei coni vulcanici.

Si presenta ora un'altra questione, che tocca più da vicino la causa determinante i coni vulcanici. Questi non sono quasi mai isolati, ma generalmente sono allineati o aggruppati in maniera da costituire un assieme allineato, diretto verso un determinato punto dell'orizzonte.

Questa disposizione ha fatto nascere l'idea, che i coni vulcanici non siano tutti indipendenti gli uni dagli altri, ma che tali allineamenti corrispondano a delle grandi lacerazioni terrestri, per le quali le materie vulcaniche hanno trovato una via più facile alla loro uscita. È un fatto, che anche quando avvengono delle eruzioni vulcaniche limitate per alcune bocche, queste non sono quasi mai disposte così a caso, ma si presentano allineate con un andamento rettilineo o curvilineo, secondo i casi, verso un determinato punto dell'orizzonte; lo che prova, ch'esse rappresentano tanti sbocchi dipendenti da una soluzione di continuità, che si è aperta in una determinata direzione nella massa solida terrestre.

Riguardo poi ai periodi di tempo delle eruzioni vulcaniche, nulla si può dire; la scienza non ha ancora raccolto materiale sufficiente da poter stabilire una norma, una legge, che domini sopra i periodi d'attività o di riposo di un determinato vulcano o gruppo di vulcani. Così è arbitrariamente che noi diciamo vulcani spenti alcuni, che da gran tempo non presentarono più pe-

riodi d'attività; tali certi vulcani del Vicentino e di Francia. Noi siamo nell'assoluta impossibilità di stabilire nettamente quali siano i vulcani spenti e quali gli attivi. Il Vesuvio prima del 79 era un vulcano spento precisamente come quelli del Vicentino e dell'Alvernia; non si aveva ricordanza di alcun fenomeno vulcanico avvenuto in corrispondenza delle regioni Vesuviane prima dell'anno 79; eppure nel detto anno si manifestò un grande parossismo vulcanico, come risulta dalle opere di Plinio. Lo stesso possiamo dire di quei vulcani, che attualmente si dicono spenti, giacchè da un momento all'altro possono rientrare in un periodo di manifesta attività, e venire così a protestare contro siffatta denominazione.

La scienza vaga ancora a tentoni in questo campo di ricerche, perchè i dati che si hanno in proposito sono scarsi. Però notiamo in linea di massima, che dalle osservazioni fatte risulta, che quanto più lungo è il periodo di riposo, a cui un vulcano andò soggetto, tanto più energico si manifesta il parossismo che sussegue a quel periodo, e tanto meno fatali riescono per le conseguenze che arrecano le eruzioni vulcaniche, quanto più frequentemente ripetute.

Dicevamo come generalmente il cono vulcanico sia sbrecciato da un lato, e questo ci spiega, come la forma che presentano generalmente i crateri vulcanici è quella di un ferro di cavallo; così il Somma, che fascia attorno il Vesuvio attuale, ci rappresenta un ferro di cavallo, la cui apertura è appunto chiamata *Atrio del cavallo*. La stessa forma di ferro di cavallo si trova ancora assai frequentemente riprodotta nella configurazione di moltissime isole, che posson dirsi di origine vulcanica.

Queste parole dette sulla configurazione delle isole vulcaniche ci conducono ad un argomento speciale di vulcanismo. Si comprende senza difficoltà, come le grandi fratture, le grandi linee di lacerazioni terrestri non s'arrestano od interrompono passando da terre emerse a terre sommerse, per cui se ammettiamo che le località vulcaniche si presentino in allineamenti speciali corrispondenti a tali lacerazioni, ne viene di conseguenza, che le

vie d'uscita scelte lungo quelle lacerazioni dai materiali eruttivi vulcanici, si debbano trovare distribuite su tutta la linea, e che perciò si avranno dei vulcani subaerei, e dei subacquei o sottomarini, i quali ultimi corrisponderebbero precisamente al tragitto subacqueo delle lacerazioni. I fenomeni vulcanici sottomarini non differiscono sostanzialmente da quelli subaerei, giacchè dànno sempre gli stessi prodotti; però la loro configurazione sarà molto diversa da quella dei vulcani subaerei, perchè, mentre i materiali che erompono da questi non hanno che da vincere la resistenza presentata dall'aria atmosferica, per quelli subacquei havvi la resistenza determinata dalla pressione d'una colonna d'acqua alta com'è profondo il mare e dell'ampiezza dell'area della località, ove il cratere si apre. Per questo i materiali eruttivi si sparpagliano tutto intorno, e vengono a costituire come una specie di mantello, che immediatamente condensandosi foggiasi come un pseudostrato. Sopra questo si depositeranno poi i sedimenti marini; e potrà succedere nuovamente un'altra colata di lava, e poi nuovi sedimenti, e così di seguito, per cui verranno a costituirsi alternanze di roccie di materiali vulcanici e di materiali di sedimentazione marina, come appunto si verifica per esempio in Sicilia.

Se in un vulcano subaereo l'azione dell'elevarsi del cono può essere rapida, si comprende come pel cono sottomarino si debba per ciò richiedere un tempo assai più lungo; nondimeno a forza di accumularsi dei materiali può avvenire, che giunga al livello del mare o a poca profondità, e può esso continuare ad elevarsi ancora, ed in tal caso verrà a formarsi un'isola. Ecco per tal modo originate le isole vulcaniche. Ma perchè ciò avvenga, occorrono un tempo piuttosto lungo, una grande energia vulcanica, ed anche un'enorme quantità di materiale vulcanico, perchè l'accumulo di tale materiale va soggetto molto facilmente ad essere demolito dall'urto delle onde. Così si ebbe il formarsi delle isole Santorino nell'Arcipelago Greco, le quali variano ed aumentano spesso durante i parossismi vulcanici, e qualcuna anche appena formatasi va in demolizione; così l'isola di Sciacca

emersa nel 1831, sulla quale abbiamo i seguenti dati: il 28 giugno ebbero luogo i primi sintomi di eruzione vulcanica; il 10 luglio l'isola emergeva di 1 metro dal mare; il 18 luglio era uscita fino all'altezza di m. 3,7; il 31 luglio questa altezza arrivava a m. 27; il 4 agosto l'isola avea 60 metri di altezza e circa 3 miglia di circuito; il 25 agosto essa cominciava a decrescere; nei primi del 1832 si trovava ridotta allo stato di scoglio, e pochi mesi dopo era completamente scomparsa.

I fenomeni eruttivi vulcanici possono presentarsi sotto forma di eruzioni vulcaniche complete, ma possono benissimo essere anche rappresentati da alcune solo delle fasi di eruzione, vale a dire presentare solamente qualcuno solo dei fenomeni caratteristici di un'eruzione vulcanica completa. In alcuni vulcani d'America si verificano frequentemente delle eruzioni di fango. Queste possono essere vere eruzioni fangose, come potrebbero benissimo essere semplicemente prodotte per l'impastarsi dell'acqua o del vapor acqueo colle ceneri vulcaniche. Ma dalle descrizioni lasciate dall'Humboldt risulterebbe, che dai crateri di quei vulcani vengono direttamente deiette materie fangose. La cosa non ha niente dell'impossibile e nemmeno dello strano, inquantochè ammesso che l'acqua ha gran parte nelle eruzioni vulcaniche, possiamo benissimo immaginarci, che le ceneri stesse si impastino con quella, e possano dare origine proprio nell'interno del vulcano ad una massa fangosa capace poi di essere deietta. Questo fenomeno della deiezione di fango lo possiamo verificare dove si presentano le così dette *salse* o *vulcani di fango.*

Dicesi *salsa* una località dove vi ha una specie di sprofondamento occupato da una melma finissima, che durante le stagioni di siccità si rapprende, e dà un suolo sufficientemente resistente. Ma quello che caratterizza le salse è la presenza di coni vulcanici in miniatura aventi un metro o un metro e mezzo di elevazione, dai quali non viene deietta della lava, ma un fango, una melma finissima, la quale è la materia, che poi man mano

rassodandosi costituisce realmente il conetto avente all'estremità il suo piccolo cratere di eruzione, da cui vengono emesse delle piccole bolle di sostanza gazosa, costituita di idrocarburi, con del vapor d'acqua, bolle, che venendo in alto, trascinano seco meccanicamente una porzione di fanghiglia, che allo scoppiare e disperdersi della bolla si rovescia sui fianchi ad aumentare il conetto. Questa poltiglia generalmente contiene petrolio e cloruro di sodio, onde il nome di salsa.

È questo un fenomeno, che evidentemente si collega alle eruzioni vulcaniche, perchè se in questi tempi siffatte emissioni avvengono con tranquillità, in altri tempi erano accompagnate da terremoti, da esplosioni, da fragori, da tutti quei fenomeni insomma, che caratterizzano le eruzioni vulcaniche. E come le salse di oggidì raffigurano quelle che si verificavano in tempi bensì storici, ma antichissimi, con fragori, con parossismi, così riteniamo, che anche questo fenomeno si connette con i vulcanici esaminati.

Ricordando che nei fenomeni vulcanici si ha una fase detta di emanazione, consistente appunto nell'emissione di sostanze aeriformi rappresentate per la maggior parte da acqua, così potremmo quasi dire trattarsi qui di un'eruzione vulcanica ridotta a quella fase soltanto, immaginando però, e nulla di più naturale, che nell'interno del cratere si formi una pasta dell'acqua coi materiali detritici fini, la quale appunto costituisce la fanghiglia deietta dai vulcani di fango.

In vicinanza del Mar Caspio hanvi veri vulcani di fango, i quali si comportano con maggiore energia delle salse in genere. Da quelli vengono fuori delle colate di fango contenente pure petrolio e cloruro di sodio, le quali si accasciano le une sulle altre, e dànno luogo alla formazione di coni di oltre a 100 metri di elevazione. Nella parte occidentale della catena del Caucaso si presentano ancora delle sorgenti di idrocarburi liquidi, che sono utilizzate; per cui pare, che sul prolungamento della catena vi sia una soluzione di continuità, verificandosi appunto in corrispondenza di quei vulcani fangosi verso il Mare di Azof e verso il Caspio. Di più conviene notare ancora, che la lacerazione, a

cui alludiamo, ed in corrispondenza della quale si verificano tutte quelle emanazioni gazose, liquide e fangose, dà luogo a degli sbuffi di acqua e di fango anche al disotto del livello del Caspio, fango, che in alcune località venne anche a giorno, a costituire delle isolette fangose, precisamente come si formano le isole vulcaniche.

Si connettono anche col fenomeno dei vulcani di fango, colle salse, certe emanazioni di acqua allo stato di vapore, o di acque riscaldate; tali sono le ben note *maccalube* di Girgenti. Si ha in queste un fango molle durante le stagioni di pioggia, e duro durante quelle di siccità. Esse dànno acqua, fango, cloruro di sodio disciolto, e dei prodotti idrocarburati; per cui non si tratta che di una salsa in grande, che trovandosi alle falde dell'Etna, rende naturale il credere, che non sia altro, fuorchè una conseguenza degli stessi fenomeni vulcanici.

In altre regioni si hanno delle *stufe* o *fumarole*. Nelle fumarole si ha dell'acqua allo stato di vapore, che ha l'apparenza di fumo, onde la denominazione loro; nelle stufe invece si ha emissione di acqua allo stato liquido e ad alta temperatura.

Entrano ancora in questa categoria i così detti *soffioni* di Toscana, che hanno ricevuto l'epiteto di *boraciferi*, perchè l'acqua che li forma contiene dell'acido borico in soluzione. Queste emanazioni boracifere si sogliono far sboccare in una massa d'acqua, in cui i vapori si condensano, e dalla quale poi si estrae l'acido borico, di cui essa rimane carica; sono accompagnate da emanazioni di idrogeno solforato, che si fa sentire a distanza per l'odòre caratteristico; nei fanghi che attorniano questi soffioni si può assistere alla formazione di cristalli di solfo.

Abbiamo parlato della fase di emanazione; questa in alcuni trattati è chiamata anche *fase di solfatara,* perchè appunto le *solfatare* si debbono considerare come località, in cui il solfo si trova quale prodotto vulcanico per decomposizione dell'idrogeno solforato, gaz, che frequentemente viene emesso durante la fase di emanazione. Così la solfatara di Pozzuoli, ad esempio, non è altro, fuorchè un antico cratere vulcanico nella fase di

emanazione; l'idrogeno solforato attraversando la sabbia vulcanica vi si decompone, e dà luogo all'isolamento del solfo, di cui le sabbie si arricchiscono.

Abbiamo ancora da accennare a certi fenomeni in rapporto coi vulcanici, ma nei quali non entra più l'acqua; trattasi, possiamo dire, di *fumarole secche*. Tali appunto sono le sorgenti di gaz infiammabile, emanazioni di miscugli idrocarburati molto analoghi al gaz illuminante, per cui nulla di strano, che avvicinando una fiamma a tali getti gazosi si produca fiamma. Così si hanno i fuochi di Pietramala, di Barigozzo, di Porretta, ecc.

Le *moffete* finalmente sono emanazioni di anidride carbonica, uno dei prodotti assai frequente nelle eruzioni vulcaniche. A questo proposito non facciamo, che accennare alla famosa Grotta del Cane, ed alla più famosa moffeta dell'isola di Giava nella così detta *Valle della morte*.

Abbiamo lasciato per ultimo un fenomeno di grandissima importanza per le località in cui si verifica, inquantochè esso determina uno spettacolo veramente grandioso; ed è un fenomeno che si attacca a quello delle stufe, di cui già abbiamo parlato. Esso è rappresentato da getti di acqua allo stato di vapore, i quali trascinano seco dell'acqua ad elevata temperatura; se ne hanno due bellissimi esempî nell'Islanda specialmente, dove prendono il nome di *geysers;* vere eruzioni di acqua liquida e di vapor acqueo. Hanvi altre località, in cui si presentano i fenomeni geyseriani, così nell'Australia, in America nella valle Yellowstone. Trattasi di vere sorgenti termali di acqua calda e di vapor acqueo, e diremo subito, come le sorgenti termali a molto elevata temperatura come ad esempio la *Bollente* di Acqui, vadano precisamente considerate come collegate a fenomeni vulcanici.

I geysers presentano il fenomeno dell'intermittenza, ma non pel fatto pel quale essa avviene nelle sorgenti intermittenti comuni; in quelli l'intermittenza è dovuta a dei periodi di azione impellente eruttiva alternati con periodi di riposo. Vediamo di renderci ragione in poche parole del fatto di questa intermit-

tenza. In riposo il geyser si presenta come un rilievo di pochi metri a guisa di cono scavato in conca centrale, e formato di incrostazioni silicee; il monticiattolo si eleva di pochi metri al disopra del suolo, e la conca è occupata da acqua in perfetto riposo a temperatura anche elevata, ma d'una trasparenza stupenda, dovuta alla presenza di silice in essa disciolta. Tutto ad un tratto la massa d'acqua vien messa in movimento, ed allora si ha tosto uno sbuffo di vapore, il quale si lancia in alto anche all'altezza di 60 e di 70 metri, lasciando cadere come una pioggia calda; compiuto questo parossismo e dopo un riposo di pochi istanti un altro getto si slancia, ma a minore altezza del primo, e poi un terzo ad un'altezza minore ancora, e così via dicendo. Si hanno per tal modo quattro, cinque, sei getti, che decrescono sempre in altezza, e poscia un periodo di riposo, che è generalmente sempre della stessa durata. Da alcuni naturalisti si immagina, che l'acqua esca da un canale, che si approfonda grandemente nelle viscere terrestri, e dove la temperatura è tale da determinare la formazione di vapori; l'acqua sovraincombente pesa sopra la massa di vapori, che si formano, e per l'accumularsi continuo di questi cresce la tensione, finchè è capace di spingere in alto la colonna d'acqua. Di mano in mano che succede questo sfogo per l'emissione del vapore va pure cessando gradatamente la tensione di esso, la energia di spinta dal basso all'alto, ed ecco spiegato il degradare dei diversi getti in altezza, finchè il geyser entra in un periodo di riposo, durante il quale la tensione va di nuovo aumentando tanto da produrre in seguito una nuova eruzione consimile alla prima.

Chiuderemo lo studio dei fenomeni vulcanici dicendo due parole ancora sui *filoni*. Abbiamo già detto, che il riempimento delle lacerazioni può avvenire in diversi modi, ma generalmente per mezzo di materiali provenienti dal basso. Abbiamo detto, che i materiali che otturano le fessure non sempre, anzi raramente, sono materiali fusi, ma che generalmente vi sono depositati dalle acque fino a completo riempimento delle fessure. Possiamo perciò argomentare, che i filoni siano a consi-

derarsi essi pure come una vera produzione dipendente dai fenomeni vulcanici. Si ha una lacerazione beante, che può dare uscita ad emanazioni gazose o ad acque termominerali, questi incrostano le pareti della lacerazione coi minerali che contengono; poco per volta la lacerazione viene otturata completamente, e si ha un filone, un filone sempre scientificamente parlando, sia esso di materiali utilizzabili o non. Ma il riempimento di un filone, se non frequentemente, in certi casi almeno può avvenire in altro modo. È un fatto, che in seguito alle emanazioni vulcaniche si producono dei materiali di loro natura non volatilizzabili nè fusibili: tale il sesquiossido di ferro. Lo studio ha messo in chiaro, che trattasi in certi casi di un fatto di doppia decomposizione tra i vapori di sostanze volatilizzabili l'una, sull'altra, per cui ha luogo la formazione di un nuovo minerale di sua natura infusibile e non volatile. Potrebbe quindi succedere, che il filone fosse costituito di sostanze non volatili in condizioni ordinarie nè fusibili; allora il riempimento è avvenuto in seguito a reazione di due sostanze allo stato vapore.

CAPITOLO III.

Metamorfismo.

Si dà il nome di *metamorfismo* al complesso di tutte quelle azioni, le quali in un modo o nell'altro alterano i caratteri distintivi originarî d'una roccia. È perciò che noi possiamo considerare come di metamorfismo non solamente quelle azioni, le quali si riferiscono agli agenti endogeni, ma dobbiamo rannodare ad esse anche quelle, che si verificano alla superficie o a poca profondità della superficie terrestre per il fatto specialmente della filtrazione delle acque.

Nei trattati di geologia troviamo diviso il metamorfismo in

esterno ed *interno*, indicando coll'appellativo di metamorfismo esterno il complesso d'azioni, che alterano nel loro modo di essere le roccie o alla superficie della terra o a poca profondità da essa, e dando poi il nome di metamorfismo interno a quel complesso di azioni, che nelle profondità della terra inducono delle varianti più profonde e caratteristiche.

Ma qui ritorna sempre in campo la famosa questione: dove cessa il metamorfismo esterno per incominciare l'interno? Possiamo dire in tesi generale, che l'acqua è l'agente universale in siffatte azioni metamorfiche. Non possiamo per conseguenza tracciare un piano di livello nelle profondità terrestri, al di sopra o al disotto del quale l'acqua si manifesti nel suo agire con caratteri così distinti da poter condurre ad una separazione da ciò che l'acqua fa come agente esterno di ciò che fa come agente interno.

Non faremo ora, che ricordare rapidamente quello che si è detto delle azioni esterne. Dobbiamo considerare come facienti parte del metamorfismo esterno le contrazioni e le dilatazioni, per cui si manifestano fessure nelle roccie per opera specialmente del calore, nonchè tutto ciò che può dipendere per via fisica, chimica e meccanica dall'atmosfera. Dobbiamo ancora collegare al metamorfismo esterno l'azione delle acque filtranti o dell'acqua di pioggia e delle acque correnti sia sotto forma liquida che solida; dobbiamo considerare come fatti di metamorfismo esterno il trasporto dei materiali detritici ed il loro accumulo in modo da costituire nuove formazioni geologiche, come si è veduto nella esodinamica.

Però nostro preciso còmpito è ora l'occuparci più specialmente di ciò che succede nelle profondità. Le azioni dissolventi, idratanti, decomponenti e ricomponenti, che l'acqua può determinare a poca profondità dalla superficie terrestre, si esercitano anche maggiormente nelle profondità per l'aumento della pressione determinata dal peso di tutti i materiali sovrastanti e per l'aumento di calore, che abbiamo veduto constatato nello studio della geotermica; si esagerano quindi le azioni fisiche e chimiche, per cui i fenomeni di metamorfismo endogeno, se non

rivestono assolutamente caratteri distintivi, assumono però un carattere di maggiore energia; per cui quanto più profonde sono le roccie, tanto più si scostano dai loro caratteri originarî.

Discendendo nelle viscere terrestri attraversiamo le roccie dalle più recenti alle più antiche; queste ultime sono più profonde ed hanno quindi subìto con maggior energia e per un tempo più lungo l'azione dell'acqua; per conseguenza si ha in questa serie geologica discendente l'aumento, colla antichità, dei segni del metamorfismo, tanto da giungere al punto da veder cancellati completamente i caratteri originarî di sedimentazione, per le roccie sedimentarie, per assumere quelli delle roccie, che chiamiamo eruttive.

La teorica della circolazione delle roccie, messa avanti da Hutton, è accettata, si può dire, universalmente dai geologi, ed essa si appoggia appunto sopra il fatto del metamorfismo. Tutte le roccie vengono ad essere soggette per un tempo sempre più lungo, quanto più esse sono antiche, alle azioni metamorfiche; dippiù siccome tali azioni si manifestano più energiche colla profondità, così tanto più esse vengono a scostarsi dai caratteri originarî ed assumono delle analogie colle roccie eruttive; e quando le roccie metamorfiche sono talmente antiche da trovarsi alla base di tutto ciò che forma la massa di sedimentazione, sono in condizioni da presentare sostanze minerali atte a fondersi quando si trovano in rapporto coi focolari interni di calore, che abbiamo già studiati. L'acqua arrivando a questi focolari e trasformandosi in vapore serve a spingere in alto quelle masse, che usciranno alla superficie terrestre come roccie ignee. E questo sarebbe un solo ciclo; quanti di questi cicli si siano verificati e quanti se ne abbiano ancora a verificare, non sappiamo, ma certo un numero grandissimo.

Intanto fermiamoci sui fatti che caratterizzano il metamorfismo endogeno.

Questa parola metamorfismo ha dato origine a questioni molto serie fra i geologi, questioni, che si allontanavano sempre più dalla loro soluzione, quanto più nella mente dei geologi si af-

fermavano opinioni troppo recise ed assolute. Alcuni davano ad una forma speciale e meno importante di metamorfismo un valore troppo esagerato, altri invece opinavano, che la parola metamorfismo si dovesse togliere dalla geologia, perchè veramente il metamorfismo non è un agente *sui generis* indipendente dalle altre forze telluriche. Ma noi non vogliamo dare tale valore al metamorfismo, sibbene applicare questo appellativo al complesso di azioni speciali esercitate in modo, che dànno origine alle variazioni prima accennate, sostituendo cioè nuovi caratteri a quelli originarî nelle roccie di origine sedimentaria.

Altri geologi, dicemmo, hanno dato troppa importanza al metamorfismo; ma intendiamo bene che si dia al metamorfismo la massima importanza, poichè ad esso dobbiamo tutti quanti i fenomeni di varianti, che avvengono nella massa terrestre per modo da costituire una specie di serie di graduali passaggi fra le roccie che si formano oggidì e le lave che provengono dalle profondità terrestri. Invece alcuni geologi per lo passato ammettevano, che le roccie sedimentarie potessero assumere certi caratteri speciali per influenza di contatto di roccie eruttive; un'argilla, ad esempio, poteva trasformarsi in argilloschisto, in micaschisto per la presenza di una roccia eruttiva, la quale veniva ad immediato contatto con quella; e si dava il nome di metamorfismo in genere a quello che oggi chiamiamo *metamorfismo di contatto*, che è un modo di metamorfismo molto più limitato di quello, di cui ci occupiamo.

Vediamo un caso di questo metamorfismo di contatto. Una lava sgorgando arriva a contatto dell'argilla; evidentemente il calore deve indurre dei cambiamenti inevitabili nella massa dell'argilla, essa si cuocerà, adoperando l'espressione comune, si lapidificherà, cioè perderà la sua stemprabilità, assumerà una tinta diversa, precisamente come avviene dei mattoni, che si fanno cuocere nelle fornaci. Questo è metamorfismo, perchè havvi una variante avvenuta per il contatto fra la corrente di lava e la massa di argilla. Potremmo moltiplicare a piacimento gli esempî, ma ci teniamo a questo solo.

Fin qui siamo nel vero; metamorfismo avviene indubbiamente; ma l'esagerazione, di cui si parlava prima si è, che qualunque roccia metamorfizzata si presentasse a profondità grandissime, si sviluppasse anche per diecine e centinaia di chilometri orizzontalmente, per essere la roccia metamorfizzata, doveva richiedere la presenza visibile od invisibile d'una roccia eruttiva, che col suo calore avesse determinato il metamorfismo. Ora si possono portare molti esempî per provare ad evidenza, che le varianti dovute ad azioni di contatto, anche di roccie ad elevatissima temperatura, sono molto limitate, tantochè non si possono invocare per spiegare il metamorfismo su grande scala. Nel 1822 fu raccolta dal Brocchi una bomba vulcanica, che si conserva nel museo civico di Milano, e che, sezionata, mostra nel suo interno dell'argilla, la quale nella parte centrale è mantenuta perfettamente nelle condizioni originarie, e solo per un centimetro di spessore in vicinanza della lava è trasformata in una specie di porcellana. Orbene, se qui ha avuto luogo l'azione diretta energica sopra una sostanza atta a subire una variazione grandissima per l'azione del calore e che non si è verificata che per uno spessore minimo, non possiamo evidentemente invocare il metamorfismo di contatto per le modificazioni che avvengono nelle roccie a grandi profondità e sopra grandissime estensioni.

Varianti attribuibili al metamorfismo generale possono accentuarsi in modo più energico tra roccia e roccia di natura diversa, al loro contatto; ciò avviene sempre per opera delle acque filtranti attraverso alle due sostanze eterogenee, che portano a contatto reciproco gli elementi disciolti da ambedue. È naturale allora, che avvengano delle reazioni chimiche, le quali dànno sviluppo a correnti elettriche debolissime, ma continue, che alla loro volta aiutano il lavoro chimico, ed hanno per risultato di dar origine a nuove sostanze minerali, che si concentrano precisamente fra le due roccie, sfumando insensibilmente in esse fino ad una certa distanza dal piano di contatto.

Ma questo metamorfismo, che secondo alcuni è considerato

come metamorfismo limitato di contatto, non è che un modo di manifestarsi localmente del metamorfismo generale.

Come metamorfismo per contatto dobbiamo considerare quello che emana dalla azione diretta ed immediata in tempo e luogo d'una roccia sopra un'altra, nel momento in cui il contatto si verifica; ma qui abbiamo un fatto di mineralizzazione avvenuto lentamente, posteriormente e per opera dell'acqua, che agisce e sull'una e sull'altra roccia, ma nel caso nostro con rivelazioni speciali dovute alla eterogeneità dei materiali in presenza; e infatti qualunque esse siano le roccie a contatto, purchè di natura diversa, sempre avviene una reazione dell'una sull'altra.

Il metamorfismo interno avviene per diverse cause: in primo luogo accenniamo alla pressione dovuta essenzialmente al gravitare che fanno gli strati superiori sugli inferiori, ed ai movimenti locali, che avvengono con spinte di masse contro masse in varie direzioni. Così si produce la laminazione, per stiratura che soffrono gli strati, quando devono ubbidire ad una forza tendente a ripiegarli, nell'atto stesso che una resistenza può impedire loro di ubbidire perfettamente all'azione di ripiegamento. Naturalmente a tali fatti sono dovuti anche i fenomeni di schistosità, e tutti quelli che si possono considerare come formanti col loro assieme il *metamorfismo meccanico*. Le spaccature grandi e piccole, i piani di giuntura entrano in questa serie.

Le distorsioni di fossili, quelle di cristalli inclusi, le rotture di essi, le impronte di ciottoli in ciottoli, sono tanti argomenti a prova dei movimenti, cui andarono soggetti i terreni che li contengono. Essi ci indicano, come la pressione esercitata sugli strati profondi può determinare dei cambiamenti di struttura assai importanti in modo da costituire una categoria di fenomeni metamorfici.

Poi abbiamo l'acqua, che è l'agente universale, e di primo grado come agente endogeno. Abbiamo già veduto come operi nelle profondità; essa agisce disciogliendo ed asportando dei materiali da una determinata massa rocciosa, ma può poi ab-

bandonarli negli interstizî esistenti fra i materiali incoerenti, determinandone la cementazione. E fin qui siamo in un ordine di fenomeni molto semplici, che si possono ascrivere anche al metamorfismo esogeno; ma nelle profondità terrestri l'azione dissolvente dell'acqua viene ad essere esagerata per l'aumentarsi del calore e della pressione. Molti dei minerali, i quali una volta erano creduti di origine ignea, Daubrée è riuscito ad ottenerli per dissoluzione nell'acqua a temperatura elevata e pressione fortissima da sostanze capaci di reagire fra loro.

Nelle profondità terrestri quindi troviamo esagerato il potere dissolvente dell'acqua, la quale vi determina la cristallizzazione non solo degli elementi che deposita, ma anche di quelli che costituiscono le roccie istesse. Ora, se nelle roccie l'acqua ad elevata temperatura ed a forte pressione continua questo lavorìo su vasta scala, nulla di più semplice, che gli elementi mineralogici costituenti la roccia subiscano tutti questo lavoro di dissoluzione graduale, per cui i minerali, che prima nella roccia non erano cristallini, assumono poco alla volta la struttura cristallina. Questo è uno dei caratteri rivelanti il metamorfismo. Non bisogna credere però, che tali azioni si compiano troppo rapidamente, esse sono tanto più energiche quanto più lente, ma costanti.

Ma possiamo andare più innanzi. I materiali delle roccie disciolti nell'acqua, che penetra nell'interno di altre roccie di diversa natura, possono benissimo trovarsi nelle condizioni favorevoli per agire chimicamente su queste, generando nuove sostanze minerali. Se noi percorriamo le nostre Alpi, troviamo delle roccie prettamente amfiboliche, costituite cioè da amfibolo, ed al disopra o al disotto di esse troviamo frequentemente degli strati calcari; avvicinandoci al piano di separazione di quelle roccie diverse, vediamo, che il calcare si arricchisce di punti verdastri, che sono cristalli di amfibolo, e che andando più innanzi sono più frequenti in modo, che al punto di separazione della roccia non si ha più una demarcazione netta, perchè il calcare è talmente zeppo di cristalli amfibolici, e l'amfibolite per contro si trova arricchita di carbonato di calcio. Evidentemente il calcare dell'am-

fibolite è provenuto dal calcare contiguo, ed i cristalli di amfibolo dall'amfibolite; fatto, che ci mostra l'azione esercitata dall'acqua sulle due roccie a contatto.

Fin qui la cosa è semplice, abbiamo un mutuo metamorfismo; ma come abbiamo detto, può darsi il caso della formazione di nuovi minerali a spese degli elementi o minerali decomposti nelle due roccie; caso molto frequente. Ecco quindi un secondo fatto, che ci indica una energia più potente di metamorfismo.

Questi sono due caratteri distintivi del metamorfismo, che possiamo chiamare caratteri positivi di esso: la comparsa della struttura cristallina cioè e la formazione di nuove specie minerali. I caratteri negativi si possono ridurre anche a due: la scomparsa dei fossili e la obliterazione dei piani di stratificazione.

Se l'acqua è capace di sciogliere i materiali pietrosi e di decomporli in modo da costituire nuove specie minerali, evidentemente se si trova ad agire sopra dei gusci di conchiglie o resti di ossami, o foglie, insomma sopra resti organici, agirà tanto più potentemente, inquantochè questi sono materiali meno resistenti alle azioni chimiche dei minerali in genere. È perciò che in una roccia, nella quale l'azione metamorfica si è manifestata fino a un certo grado, le traccie degli organismi scomparvero o si ridussero a tali condizioni da non poter servire in nessuń modo alla determinazione delle loro specie fossili. L'azione metamorfica spinta all'ultimo grado conduce alla completa scomparsa, o dissoluzione dei materiali, che formavano i resti organici. Non sempre però la mancanza dei resti organici nelle roccie di sedimentazione è indizio di scomparsa di essi per metamorfismo, perchè in certe date condizioni nelle epoche geologiche la vita non avrebbe potuto svolgersi. In generale però la mancanza di resti organici può stabilire un carattere negativo indicante le azioni metamorfiche.

E qui siamo in un campo abbastanza facile, giacchè non entriamo nella questione della separazione delle roccie sedimentarie dalle eruttive; ma già osservammo, come per quanto il materiale cristallizzi, le roccie prendano struttura cristallina, per quanto in seno ad esse si costituiscano nuove specie minerali in forza del

metamorfismo, pure può rimanere quel certo aspetto delle masse, che indica evidentemente la loro origine sedimentaria. Ma supponiamo, che le azioni metamorfiche si compiano in iscala più vasta, vale a dire che il rimescolìo intimo della massa per la cristallizzazione delle sostanze disciolte ed i movimenti inevitabili per il cambiamento di struttura siano spinti all'ultimo grado, in tal caso avviene un rimpasto enorme di tutta la massa, per cui le traccie di stratificazione vengono a scomparire. Se facciamo una sezione attraverso le Alpi, troviamo al disopra roccie metamorfiche cristalline, ricche di fossili e minerali nuovi, ma bene stratificate; poi discendiamo in basso a roccie stratificate cristalline, prive di fossili, ma in cui la struttura a strati è meno accentuata; discendiamo ancora più in basso di queste roccie, quali i gneiss, e da questi passiamo alle masse granitiche una volta credute eruttive, e che per molti geologi rappresentano il rimpasto completo per metamorfismo di una massa stratificata. Possiamo ammettere, che in forza del metamorfismo le roccie argillose possono passare a roccie granitiche, e queste a magma feldispatici fusibili, che in condizioni convenienti formano il materiale di lave future.

Riassumendo, il metamorfismo endogeno presenta quattro caratteri distintivi: due positivi, la comparsa della struttura cristallina nelle roccie sedimentarie, ed il formarsi di nuovi minerali per l'azione fisica e chimica dell'acqua sotto forti pressioni e ad elevata temperatura; e due negativi, l'assenza dei fossili dove dovrebbero esistere, e l'obliterazione dei piani di stratificazione.

CAPITOLO IV.

Fenomeni di movimento.

Vi ha ancora un ordine di fenomeni endogeni, meccanici, a cui la terra indubbiamente va soggetta, movimenti ora bruschi

e rapidi, ora di una lentezza tale, che occorrono lunghi lassi di tempo per poterne afferrare le conseguenze in innalzamenti od abbassamenti di livello del suolo. Dobbiamo quindi dividere tali movimenti in un doppio ordine, e cioè distinguere quelli che succedono convulsi, rapidi, violenti a guisa di scosse, e che possono influenzare delle superficie più o meno vaste, senza che si conoscano i limiti di vera regola, da quei movimenti, che si compiono su aree generalmente molto vaste e con lentezza grandissima.

È invalso l'uso di dare il nome di *terremoti* solo ai movimenti violenti, che si rendono sensibili mediante rapide varianti nello stato della superficie terrestre e che colpiscono maggiormente la nostra immaginazione.

I terremoti possono essere distinti in una triplice categoria a seconda dell'ampiezza di superficie terrestre che rimane influenzata: in terremoti cioè *vulcanici, perimetrici* e *tellurici.*

Diconsi terremoti vulcanici quelli che si presentano come un annesso e connesso di una vera eruzione vulcanica, o meglio di un fatto vulcanico, perchè, come sappiamo, questo può sussistere, senzachè realmente si verifichi l'eruzione vulcanica propriamente detta. Infatti, parlando dei vulcani, dicemmo, come l'eruzione vulcanica sia effetto della spinta di una massa di qualsiasi natura, che tende a portarsi all'esterno, e che può rivelarsi in un doppio modo, può determinare cioè la lacerazione della massa solida superficiale, in cui viene così ad aprirsi una via di uscita pei materiali impellenti, come può avvenire anche che la resistenza dei materiali terrestri sia così potente da impedire l'aprirsi di uno sfogo, ed è allora che specialmente si manifesta più a lungo e più intensa la spinta della massa, che tende ad uscire, e non potendo aver luogo lo sfogo, si determinano nella massa terrestre delle vibrazioni più o meno rapide e violente, i terremoti. E generalmente avviene, che i terremoti cessino non appena viene ad aprirsi una via di sfogo alla massa impellente, che li determina, per la ragione, che trovando quella massa libero il varco, cessa completamente la causa che determina le speciali vibrazioni costituenti il fenomeno del terremoto. Pos-

siamo quindi dedurne senz'altro la conseguenza incontestabile, che se il terremoto vulcanico è un annesso e connesso dell'eruzione vulcanica, esso si presenta più violento, allorchè il fenomeno dell'eruzione, per così dire, abortisce, quando cioè l'eruzione, nel senso comune di questa parola, non può prodursi; quando invece l'eruzione si manifesta in tutta la sua azione, si compie realmente, allora il terremoto, che l'ha preceduta, cessa quasi istantaneamente, come possiamo appunto verificare consultando la storia dei fenomeni vulcanici.

Nel caso dei terremoti vulcanici l'area influenzata dal movimento terrestre è limitata all'ambiente, alla parte di superficie terrestre, nella quale il fenomeno vulcanico avviene, vale a dire la loro azione non si fa sentire a grande distanza.

Fra i terremoti vulcanici possiamo mettere una categoria speciale di terremoti, i quali sono probabilmente in relazione col fenomeno vulcanico, ma la causa immediata che li determina non è prodotta da vibrazioni indotte dalla massa impellente che tende ad uscire; la categoria cioè dei *terremoti per crollamento*, o rapido spostarsi di masse solide profonde, minate, sconvolte già precedentemente per fatti vulcanici.

I terremoti perimetrici non avvengono nelle regioni dove succedono eruzioni vulcaniche, nè sempre nel periodo del parossismo vulcanico, ma in regioni, che si trovano a circondare il distretto vulcanico, e generalmente in rapporto con allineamenti di distretti vulcanici. A questa categoria di terremoti possiamo attribuire quelli famosi di Calabria, regione, che si trova a circoscrivere un vero distretto vulcanico. Colà non vi sono veri vulcani in attività, cionondimeno avvengono dei terremoti, la cui influenza si esercita molto più estesamente, che non in forza dei terremoti vulcanici, e con periodi di azione più protratti. Nulla di strano che le masse impellenti, le quali tendono ad erompere, si trovino ad influenzare anche le regioni, che stanno in immediata relazione coi distretti vulcanici. I terremoti perimetrici debbono quindi considerarsi come dipendenti almeno indirettamente da azioni vulcaniche; essi sarebbero, per così dire, rivelazioni del vulcanismo, che si fa sentire ad una

certa distanza dalla località, in cui avvengono i veri fatti vulcanici.

I terremoti di queste due categorie presentano una grande varietà nel loro modo di verificarsi. È poi facile immaginare quali possano essere le conseguenze delle vibrazioni, delle scosse, che i terremoti inducono nella massa terrestre, e che variano grandemente col variare del modo, con cui si compie la trasmissione del movimento; esse possono ridursi a pochi tipi, e cioè:

1°. *Le scosse orizzontali*, per cui si ha un trasporto rapido della massa solida in senso orizzontale senza che intervenga sollevamento o abbassamento di livello.

2°. *Le scosse sussultorie*, o *scosse verticali*, per cui una massa di terra si alza ed abbassa alternativamente di livello.

3°. *Le scosse ondulatorie*, risultanti dalla unione dei due movimenti suaccennati, cioè quando il movimento orizzontale si fa accompagnato da scosse sussultorie. Queste scosse, che sono le più frequenti, ricevettero il nome di *ondulatorie*, perchè appunto si possono paragonare a quelle vere onde che si trasmettono nella massa rigida terrestre.

4°. Altre scosse infine meno frequenti, ma che quando si verificano producono dei fenomeni di spostamento nelle masse terrestri molto più marcati, sono le scosse a *movimento vorticoso*. Per tale movimento la massa solida terrestre si spezza in una quantità di direzioni, e il fenomeno può condurre a dei guasti molto più disastrosi, che non nel caso delle altre scosse. Occorrono in questo caso due centri sismici, per cui da entrambi partano delle scosse ondulatorie che, raggiungendosi, producano quello che avviene allorchè due correnti s'incontrano, si determinano cioè dei movimenti vorticosi.

Abbiamo infine i terremoti tellurici. Ci riservammo in ultimo di parlare di questi, perchè probabilmente essi non hanno a che fare coi fenomeni vulcanici, coi quali vedemmo invece essere in relazione sempre i terremoti vulcanici ed i perimetrici.

I terremoti tellurici sono ancora movimenti violenti, che influenzano estensioni enormi della superficie terrestre, e regioni anche non vulcaniche. Possiamo citare come esempio di questa

categoria di terremoti quello famoso di Lisbona avvenuto nel 1785 sopra un'area immensa.

Per questi è evidente, che il fenomeno sismico proviene da qualche fatto che si è compiuto in iscala così vasta da potersi ritenere connesso con qualche altro fatto che ha influenzato grandissima parte della massa terrestre. I geologi però non sono ancora perfettamente d'accordo sulla causa di questi terremoti, mentre per quanto riflette quelli delle due prime categorie non vi ha dubbio che sono sempre in rapporto coi fenomeni vulcanici. Riguardo ai terremoti dell'ultima categoria, probabilmente trattasi di terremoti, i quali si riattaccano a quella serie di oscillazioni lente, come chiamansi certi movimenti di innalzamento o di abbassamento della massa terrestre, che si verificano sopra una scala estremamente vasta, ma in modo così lento, che riescono poco sensibili in un limitato giro di anni. Supponiamo che in seguito a questi movimenti intimi, per cui la massa terrestre tende a sollevarsi sopra una scala vastissima, essa si rompa ad un tratto in qualche punto, evidentemente la lacerazione che avverrà, se è una conseguenza del movimento, che si compie sopra una scala immensamente vasta, influenzerà tutta quella massa terrestre, per cui si produrranno delle grandi rotture, le quali saranno in alcuni casi rivelate allo esterno dagli spostamenti in seguito a lacerazione di grandi masse stratificate, dalle paraclasi, che possono estendersi per diecine ed anche per centinaia di chilometri. Se una massa in movimento di ampliazione ad un tratto si rompe, per cui avvengono soluzioni di continuità, naturalmente succede uno spostamento di una parte della massa relativamente all'altra, spostamento, che non si compierà lentamente, ma sarà improvviso, ed accompagnato da urti, vibrazioni potentissime, le quali potranno trasmettersi a grandissima distanza. I terremoti tellurici probabilmente non sono dovuti ad altro, se non che a rotture complesse, che avvengono nella profondità della massa terrestre, rotture, che non vediamo, ma che possiamo considerare identiche a quelle producenti le paraclasi.

Veniamo ora a dire delle *oscillazioni lente.*

I terremoti costituiscono dei fenomeni imponenti e paventati, perchè l'uomo ha in sè l'idea, che la terra rappresenti qualche cosa di stabile, che gli debba servire sempre come stabilissima base d'appoggio; ma dal momento che si accorge che questa base viene a mancare, si produce in lui quello spavento, che colpisce chiunque di fronte a pericolo imprevisto, inevitabile e misterioso. Anche le lente oscillazioni di regola dovrebbero chiamarsi terremoti, perchè anch'esse costituiscono movimenti della terra, ma non sono generalmente indicate con questo nome, appunto perchè esse non risvegliano nell'uomo l'idea di quelle forti agitazioni, di quelle scosse rapide e brusche, che egli distingue con quell'appellativo.

Le oscillazioni lente hanno però un còmpito molto più grandioso, che non è quello dei terremoti, perchè questi non fanno, che influenzare regioni limitate, se si tratta di terremoti appartenenti alle prime due categorie, se poi si tratta di terremoti tellurici, questi influenzano bensì vaste regioni, ma non vi producono però cambiamenti così importanti. Invece le oscillazioni lente possono determinare, e determinano infatti, il cambiamento di rilievi in depressioni, di terre emerse in terre sommerse, e viceversa; ed è la somma dei movimenti lentissimi corrispondenti a centinaia di secoli, che ha determinato il sollevarsi delle montagne più elevate della terra dal fondo dell'oceano, in cui una volta si trovavano. Il meccanismo della formazione delle montagne non è perciò dovuto, che a queste oscillazioni lente, qualunque sia la causa che le produce; e la forma dei rilievi dipende dal modo di verificarsi delle oscillazioni stesse.

È quindi sommando gli effetti piccolissimi degli abbassamenti e sollevamenti, i quali si compiono con lentezza veramente straordinaria, ma per un numero di secoli sufficientemente grande, che possiamo spiegarci il prodursi dei grandi cambiamenti avvenuti sulla superficie terrestre; alcuni di questi sono avvenuti nei tempi storici ed hanno potuto essere constatati, altri anche più grandiosi sono avvenuti in tempi più antichi, e che anche pos-

siamo constatare, ma indirettamente, con criterî scientifici e non più con l'osservazione diretta. E noi possiamo in alcune località sapere se in tempi preistorici è avvenuto un sollevamento, specialmente servendoci delle traccie lasciate dal mare, come possiamo riconoscere gli abbassamenti storici dalla posizione delle costruzioni. Così, ad esempio, se noi troviamo degli edifizî invasi dal mare anche a bassa marea, non possiamo spiegare questo fatto, che coll'abbassamento della regione, su cui quelli si trovano. Un singolare esempio ce lo presenta il tempio di Giove Serapide a Pozzuoli, di cui esistono ancora tre colonne, che all'altezza di 7 metri circa sull'attuale livello marino presentano fori di litofaghe. Ciò vuol dire evidentemente, che esse si sono prima abbassate fino alla profondità del mare, in cui vivono le litofaghe, e che in seguito ritornarono a sollevarsi; e tutto questo deve essere avvenuto soltanto dall'epoca romana in poi; per cui, supponendo per esempio, che siasi verificato un solo abbassamento, e quindi un solo innalzamento, si potrebbe calcolare la quota di movimento; secondo alcuni però sarebbe stato duplice l'abbassamento e duplice l'innalzamento.

Le oscillazioni lente furono ben studiate nella penisola Scandinava, di cui la parte meridionale è in abbassamento, mentre l'altra trovasi in innalzamento. Questo movimento si compie quasi sopra un asse, per cui mentre la parte settentrionale si solleva, man mano che ci accostiamo all'asse, dove si dividono i due movimenti, l'innalzamento è sempre meno accentuato, finchè si cambia in abbassamento sempre più marcato avvicinandoci alla parte meridionale. Tale oscillazione non è che il seguito di una oscillazione antichissima, come ci è provato da varî argomenti.

Sulle coste della Danimarca abbiamo anche un movimento di sollevamento, che si compie ancora oggidì.

Quello che succede nella Scandinavia, succede pure in Groenlandia, la quale si solleva da una parte e si abbassa dall'altra; però di essa non abbiamo tanti dati come per la penisola Scandinava, perchè regione da poco tempo scoperta e da pochissimi visitata.

Parrebbe che, attenendoci all'Europa, si abbia attorno al polo una zona di sollevamento, a cui farebbe seguito una zona di

abbassamento, susseguita questa a sua volta da un'altra zona più meridionale pure di sollevamento.

Nel doppio continente Americano poi succede, che mentre la parte occidentale è in movimento di sollevamento, quella orientale trovasi in abbassamento.

Quale la causa di queste oscillazioni lente?

Abbiamo a questo riguardo due teorie egualmente razionali: la teoria termica dello Scrope e la teoria chimica del Bischof.

La terra riceve e produce continuamente calorico, che ne compensa la continua perdita, a cui essa va soggetta per irradiazione; ma può avvenire, che in certe regioni profonde abbia luogo un accumularsi di calorico, perchè dalla superficie si compia un'irradiazione minore; e ciò per circostanze speciali, che impediscano l'irradiazione normale. È evidente, che lo sviluppo di calorico per la natura delle roccie e per altre circostanze speciali non debba prodursi in quota eguale in tutte le regioni terrestri, per cui avendosi in alcune regioni uno sviluppo calorifico sovrabbondante, succederà in queste un movimento delle terre per opera di pura dilatazione, il quale si presenterà accentuato in confronto della dilatazione minore, che avverrà in regioni vicine, in cui la produzione di calore rispetto alla perdita risulti minore. Di più, se al disopra della regione, in cui si produce una certa quota di calore, si hanno 1000, 2000 metri in spessore di roccie, queste impediranno, o renderanno più difficile la irradiazione, e più marcato quindi relativamente risulterà il sollevamento; se invece havvi uno spessore roccioso molto minore, sarà minore l'impedimento, maggiore conseguentemente la perdita calorifica, e si avrà quindi o il non sollevarsi della regione, o il relativo abbassarsi di questa in confronto di un'altra vicina. Infine l'accumularsi o il diminuirsi in mole dei detriti superficiali potrebbe determinare un cambiamento nel così detto grado geotermico, che essendo disuguale nelle diverse regioni, determinerebbe una dilatazione più marcata per certe regioni e meno per altre, le quali ultime verrebbero ad essere in apparente abbassamento pel fatto dell'innalzamento esagerato delle prime.

L'altra teoria è quella del Bischof, il quale opina, che i movimenti di innalzamento e di abbassamento sono dovuti al rigonfiamento delle roccie che avviene non solo pel semplice fatto del calorico, ma pei movimenti intimi che nelle roccie stesse avvengono, quando esse si metamorfizzano. Abbiamo, secondo il Bischof, principalmente un cambiamento di struttura dei materiali terrestri, per modo che questi diventano cristallini; è necessario perciò uno spazio maggiore per il cambiamento di posizione delle molecole, perchè la roccia possa cristallizzare. Questo possiamo verificare, ad esempio, nel congelamento dell'acqua, che non può avvenire senza un aumento di volume della massa; aumento, che sulle masse solide terrestri acquisterà certamente non lieve imponenza.

Per l'azione che l'acqua esercita nelle roccie avvengono dei cambiamenti conducenti ad un aumento di volume, che è pure capace di determinare dei sollevamenti.

Probabilmente le due teorie di Scrope e di Bischof sono entrambe basate su criterî scientifici, e possono, secondo noi, riunirsi in una sola. Il calorico considerato dallo Scrope non è altro, che conseguenza dei fenomeni chimici stessi, i quali sono messi avanti dal Bischof per spiegare gli stessi fatti. Per cui, invece di due teorie antagonistiche, possiamo formarne una sola, che tutte due le comprenda, partendo dalla considerazione, che i due fatti sono in realtà conseguenti l'uno dell'altro.

Parte Seconda

STUDIO DEL PASSATO

Sezione Unica

Geologia storica.

CAPITOLO I.

Principî e divisione della geologia storica.

Nella prima parte della geologia abbiamo constatato come i materiali formanti la nostra terra presentino caratteri diversi secondo le diverse località e profondità, e come si mostrino alla superficie foggiati a depressioni od a rilievi. Nella dinamica abbiamo potuto vedere quali siano le azioni, le cause, che hanno indotto nei diversi materiali quei caratteri differenti che presentano a diverse profondità; ed abbiamo veduto ancora come le azioni endogene possano indurre nelle masse rocciose terrestri una costituzione mineralogica diversa non solo, ma assettamenti e struttura diversi. Abbiamo veduto come tutte le azioni si riducano a quelle degli agenti esterni, acqua, aria ed organismi alla superficie, ed a quelle dell'acqua e del calore a profondità. Nelle prime lezioni abbiamo cercato di stabilire il fatto, che, secondo la scuola seguìta oggidì dalla maggioranza

dei geologi, si deve riconoscere una identità tanto di cause, quanto di effetti nel passato e nel presente, vale a dire, che nei tempi passati la terra andò soggetta a varianti, che si sono compiute colla stessa energia e per le istesse cause, colle quali e per cui si compiono analoghe varianti attualmente sotto i nostri occhi. Abbiamo parlato del ciclo Huttoniano nelle roccie, cioè di quel perenne, continuo passaggio di materiali superficiali alle profondità colla continua modificazione nei loro caratteri; ebbene occorre un tempo straordinariamente lungo, perchè il materiale della superficie terrestre possa cambiarsi, per perenne metamorfismo, in magma fusibili e preparati ad essere lanciati sotto forma di lave nuovamente alla superficie della terra. Quantunque questo tempo debba essere straordinariamente grande, pure possiamo facilmente persuaderci, che esso non rappresenta se non una frazione assai minima del tempo corrispondente alla vita del nostro globo, cioè al tempo corrispondente al periodo di esistenza nelle condizioni attuali di una massa solida coperta da un velo acqueo e recinta da un oceano atmosferico. Difatti noi possiamo bene immaginare, che le roccie profondissime, pronte oggidì ad essere trasformate in magma vulcanici, siano provenute per via di metamorfismo da detriti molto antichi; ma evidentemente questi detriti suppongono la preesistenza di altre roccie, che sotto l'azione degli agenti esterni si siano demolite, dando origine ad essi.

Non possiamo però ora ricercare la origine prima della terra, ma dobbiamo invece rimanercene a ciò che è studiabile colla osservazione diretta, vale a dire a quel ciclo, che nelle varie sue fasi presentasi attualmente al nostro studio; sicchè noi non faremo, che tracciare la storia della terra per quel breve tratto, che corrisponde ad uno dei tanti cicli, all'attuale, a quello che ci sarebbe rappresentato dai materiali compresi in una sezione della terra fra la superficie e quelle profondità, dove si manipolano, si preparano le lave, le roccie eruttive. Non ci poniamo a scopo di cercare come siasi formato il primo materiale solido, che colla sua demolizione ha dato i primi detriti; così pure non andiamo a cercare se questo processo di fenomeni debba avere un fine o

debba perdurare in eterno, mantenendosi sempre nelle stesse condizioni di azione.

Se esaminiamo quello che si presenterebbe al nostro occhio, ritenendo possibile una sezione della massa terrestre, vedremmo evidentemente, che a cominciare dalle sabbie e ghiaie, cioè dai detriti di formazione attuale, che conservano ancora i caratteri di originarietà, si passerebbe a roccie, che presentano delle varianti nel senso della composizione mineralogica e della loro struttura, diventando poco per volta cristalline, perdendo la disposizione a strati, e, discendendo sempre più nelle profondità, scomparendo mano mano le traccie dei resti organici; arriveremmo cioè poco per volta a quelle roccie profonde eminentemente cristalline, che non presentano più un assetto stratificato, che non presentano più i materiali proprî dei sedimenti, nè le traccie di resti organici, e che sono in condizioni fisico-chimiche convenienti a passare allo stato di roccie fusibili, che spinte poi dagli agenti interni, possono erompere alla superficie terrestre sotto forma di lave. Per quanto questo ciclo rappresenti un piccolo periodo della esistenza della terra, abbiamo però in esso un campo assai vasto da studiare; e naturalmente prima idea che ci si presenterà come necessaria, sarà quella di classificare tutta la serie immensa di roccie stratificate, di dividerla in tanti gruppi corrispondenti a tante divisioni cronologiche di quel periodo di tempo necessario per il compimento di quel ciclo.

Evidentemente facendo una divisione delle roccie stratificate in tanti gruppi sovrapposti gli uni agli altri, questa sarà una divisione cronologica, perchè ciascuno di quei gruppi corrisponderà a periodi di tempo diversi, non contemporanei. Ora affinchè tale classificazione possa servire e in ordine alla sovrapposizione degli strati e in quello progressivo dei tempi bisognerebbe, che ciò che si è depositato prima rimanga al disotto, ossia che di mano in mano che procediamo verso l'alto, passiamo gradatamente da strati più antichi a strati meno antichi, fino a giungere agli attuali. In conseguenza il criterio più semplice che ci potrebbe servire in siffatta classificazione stratigra-

fico-cronologica sarebbe quello della sovrapposizione. Dal momento che le roccie si sono depositate, è naturale che quelle originate prima stiano al disotto delle altre; ma siccome questo criterio per servire esige, che tutti quegli strati non si fossero spostati, o che i loro spostamenti si fossero compiuti entro limiti tali da non produrre delle grandi perturbazioni, e come ciò è ben lungi dalla realtà dei fatti, così il criterio di sovrapposizione o stratigrafico non ha sempre un valore di certezza. Se immaginiamo ciò che può essere avvenuto in un periodo di tempo infinitamente lungo, quale è quello che studiamo, pel continuo lavorìo intimo di rimaneggiamento, per cui gli strati sono stati sconvolti, resi verticali, rovesciati, in una parola presentano tale disposizione da non permetterci più di riconoscere la loro posizione primitiva, ci persuaderemo facilmente, come in tal caso non possiamo più ricorrere a quel criterio. Rammenteremo solo fra le frequenti perturbazioni della disposizione stratigrafica delle roccie quella, per cui delle roccie antiche vengono a rovesciarsi cadendo sopra roccie più recenti; ecco qui una disposizione stratigrafica, che interpretata materialmente secondo che il fatto si presenta, ci condurrebbe ad una conclusione erronea. Il criterio stratigrafico dunque, se può servire in molti casi, non può essere sempre di assoluta sicurezza pel geologo.

Vediamo se havvi qualche altro criterio, che possa aiutarci nel grande lavoro di classificazione. Si diede altra volta un grande valore al criterio petrografico; si partiva dalla considerazione, che in diversi periodi del ciclo si depositassero materiali diversi, i quali venivano per conseguenza ad essere caratteristici d'una determinata epoca del periodo in questione. Ora nulla di più falso di questo criterio; le roccie più profonde, che si presentano così diverse dalle recenti, in fin dei conti non sono, che le roccie stratificate modificate in gneiss od anche in graniti, quindi non possiamo dire che vi sia un'epoca geologica, in cui le roccie si depositassero originariamente sotto la forma gneissica o granitica. Ecco già mancare di vera base il criterio petrografico. Prendendo a considerare il calcare, lo troviamo fra

le roccie più antiche sotto forma di masse cristalline; poi via via in roccie primarie come calcare semicristallino; poi in epoche più recenti come calcare compatto, calcare argilloso, marne, tufi e calcari concrezionati a giungere fino all'attualità. Ecco un materiale di determinata e costante composizione mineralogica, che si presenta in tutte le epoche geologiche; come possiamo stabilire una distinzione geologica riguardo al carattere petrografico fra tutti questi calcari, tutti egualmente costituiti chimicamente? Dobbiamo noi basarci sulla struttura cristallina? Ma anche sotto questo aspetto non troviamo noi la struttura cristallina egualmente ed anche più marcata nei calcari stalattitici e stalagmitici attuali a petto di quelli più antichi? Dunque il carattere petrografico non ha importanza per noi, quantunque in certi casi possa funzionare da distintivo caratteristico.

Più degli altri ha importanza il criterio dedotto dallo studio dei resti organici. Servendoci in alcuni casi dei due criterî stratigrafico e petrografico, dobbiamo però far capo, come a criterio più scientifico di tutti, al paleontologico.

Non staremo qui a ripetere ciò che abbiamo detto in principio del corso. In allora dicemmo che la storia della paleontologia è veramente la storia della geologia, ed abbiamo detto che se fino dal secolo passato la geologia potè costituirsi in vera scienza ed in modo da poter progredire sopra basi solide, si fu dopo i progressi nello studio della anatomia comparata dei vertebrati per opera del Cuvier, e degli invertebrati per opera del Lamark. Si potè venire in chiaro per essi, che certi resti che si trovano nelle roccie appartengono ad organismi, che vissero e che si depositarono assieme ai materiali degli strati, in cui si trovano; che quei resti non appartengono ad organismi corrispondenti agli attuali, ma a specie e generi vegetali ed animali ora scomparsi. Infine il fatto più saliente che ha coronato, per così dire, l'opera di 300 anni di studio di questi resti organici si è, che rimontando dagli strati più antichi ai più recenti, troviamo non solo modificarsi le forme organiche, ma verificarsi il passaggio graduale da una forma ti-

pica ad un'altra. Nel decorso dei periodi geologici si manifestarono delle epoche, in cui una forma speciale, caratteristica si presentò colla massima accentuazione dei suoi caratteri distintivi; prima questa non esisteva, e dopo cessò di esistere. Sicchè avremo tanti periodi corrispondenti a determinate forme caratteristiche. La geologia ha tratto un partito veramente grande da questo fatto col ragionamento: se durante la deposizione di tutta la serie di strati si svolgeva una vita animale e vegetale, perchè non potremo noi dividere tutta la massa di strati in tanti gruppi corrispondenti a tanti periodi, caratterizzato ognuno di essi dalla presenza di una forma organica ben distinta, ben spiccata?

Noi abbiamo fatto questa storia della paleontologia dividendola in tanti periodi corrispondenti alle conquiste d'un fatto saliente, d'un fatto fondamentale nella paleontologia stessa. Prima di tutto si era dovuto provare, che certi corpi che si supponevano resti organici fossero realmente resti organici; poscia che fossero resti di organismi vissuti colà dove si formavano i depositi che li includevano; indi che tali resti organici appartenevano a specie per la massima parte estinte; ed in fine che la distribuzione successiva delle forme organiche corrisponde alla successione cronologica dei varî strati sovrapposti.

Tutto ciò porta alla conclusione, che dallo studio della paleontologia possiamo trarre la classificazione cronologica dei terreni stratificati. Ma si dirà: prima di questi terreni stratificati avrà dovuto esistere un nucleo solido, da cui provennero i primi detriti; ora la ricerca delle prime origini ci porterebbe nel campo della ipotesi; atteniamoci quindi allo studio del constatabile coll'osservazione di fatto. Coll'osservazione diretta possiamo stabilire la classazione cronologica dei terreni sedimentarî e la stabiliremo molto facilmente per via indiretta.

Faremo questo ragionamento: una roccia non può erompere alla superficie senza turbare la posizione, che avevano le roccie stratificate sovrapposte. Ora, se noi troviamo in una località qualunque della massa terrestre un nucleo di roccie eruttive, che tagli

od abbia spostato una serie di strati appartenenti alle epoche A, B, C, D, diremo, che quella roccia eruttiva non è venuta a giorno, se non dopo la deposizione delle stratificazioni corrispondenti alle epoche A, B, C, D. Se là dove finisce la diga vulcanica si estende non spostato lo strato corrispondente alla epoca E, allora diremo, che la roccia eruttiva venne a giorno sul finire dell'epoca D e prima che incominciasse l'epoca E.

Lo studio della paleontologia non ci serve per la classificazione cronologica di roccie stratificate bensì, ma molto antiche, inquantochè le azioni di metamorfismo hanno obliterato tutti i resti organici, come vedremo facendo rapidamente la storia della geologia, dovendo precisamente cominciare da una enorme massa di roccie stratificate cristalline, che vengono conosciute sotto il nome di roccie azoiche, cioè prive di resti organici. Ma chi ci dice, che tali roccie siano state sempre prive di resti organici, oppure che siano state soggette a trasformazioni tali, che i resti organici siano scomparsi per opera di scomposizione chimica, per dissoluzione e per tutti i fatti, che hanno portato delle varianti nelle roccie stesse?

Possiamo ancora servirci indirettamente della paleontologia per stabilire l'età relativa d'un filone, secondochè arriva fino a determinati periodi geologici; come possiamo ancora determinare l'età non più di materiali terrestri, ma di fenomeni terrestri, come sarebbero i sollevamenti. Evidentemente se troviamo delle roccie ripiegate corrispondenti alle epoche A, B, C, D, diciamo, che quel fenomeno di sollevamento avvenne dopo la formazione di quelle determinate roccie A, B, C, D. Il fenomeno potrà essersi manifestato anche durante la formazione di quelle roccie, ma avrà perdurato fino alla compiuta formazione della roccia D.

Prima di entrare nello studio della geologia storica dobbiamo occuparci di alcuni principî risguardanti i fossili, giacchè i fossili sono realmente quelli, che devono servirci alla classificazione geologica dei terreni. E qui si potrebbe fare la questione: che cosa si intende realmente per fossile? La parola fossile vorrebbe significare qualche oggetto escavabile dai terreni, in cui

è sepolto. Nella terra troviamo le ossa e le impronte di animali, di piante; traccie lasciate da animali; troviamo traccie dell'industria dell'uomo: delle freccie di pietra, delle roccie lavorate. Tutti questi oggetti lasciati da un essere organico, qualunque essi siano, servono molto bene a dirci, che nelle epoche, in cui si sono formati quei sedimenti, esistevano determinati animali, esisteva l'uomo.

Ma nel senso geologico possiamo noi stabilire che fossile sia solamente ciò che è resto organico? No, perchè la geologia si serve molto bene anche delle impronte lasciate da animali, quantunque non vi siano resti degli animali stessi; per cui nel senso geologico dobbiamo considerare come fossile qualunque oggetto contenuto nei terreni sedimentarî, che possa funzionare da documento comprovante o la presenza di certi esseri organici o il verificarsi d'un qualche fenomeno. Se ci restringiamo al senso paleontologico, non possiamo chiamar fossile, che un resto organico vero o una traccia emanante dalla presenza d'un resto organico. Vi sono delle traccie invece, che non hanno nulla a che fare cogli organismi; così in Inghilterra si incontrano in certi schisti delle traccie di goccie di pioggia; hanvi degli schisti, che portano delle ripiegature indentiche e quelle che si formano oggidì per opera delle onde deboli sopra le sponde limacciose; abbiamo la striatura dei ciottoli glaciali; impronte di folgoriti; una serie di segni insomma, che ci servono magnificamente per segnalare il compimento d'un determinato fenomeno. Nel senso geologico questi sarebbero fossili, perchè sono documenti di fatti compiutisi; mentre in paleontologia non si possono considerare come fossili, che i veri resti organici, o le impronte da questi lasciate, che possano servire a dare un'idea della loro conformazione. Noi dobbiamo tener conto di tutti questi documenti per servircene a tracciare la storia terrestre limitata all'attuale ciclo delle roccie sedimentarie, e delle eruttive annesse, contemporanee.

Lo studio dei fossili è di grande importanza anzitutto per la classificazione cronologica, partendo dal principio, che come si possono dividere la masse stratificate in tanti gruppi corri-

spondenti a diversi periodi di sedimentazione, così a questi corrisponde lo sviluppo di tipi speciali di organismi vegetali ed animali. Ma l'importanza dello studio dei fossili non riflette solamente il lavoro di classificazione cronologica; vale a dire, che collo studio dei fossili oltre a poter noi dividere cronologicamente i terreni, fino a un certo punto potremo renderci conto delle condizioni climatologiche, delle condizioni di vita delle epoche corrispondenti ai varî periodi geologici.

Molto facile riesce la distinzione fra fossili terrestri, fossili di acqua dolce e fossili marini. Evidentemente se troviamo nei sedimenti di una parte qualunque della superficie della terra resti di organismi marini, siamo autorizzati ad ammettere, che in quell'area, nei tempi in cui si deponevano i sedimenti, esisteva il mare. I resti di organismi terrestri e di acque dolci d'altra parte però non possono fornire un criterio abbastanza sicuro, inquantochè possono essere stati trasportati a distanza, e quindi anche fino al mare; di modochè la presenza d'una conchiglia terrestre o d'un osso di animale terrestre non può servirci per stabilire con sicurezza, che il sedimento, in cui si trova, sia di origine terrestre. Per contro non possiamo ammettere, che una conchiglia marina possa essere trasportata entro terra, e venire a formar parte dei sedimenti, che si costituiscono sulle terre emerse o sul fondo di grandi laghi, o per opera di grandi correnti.

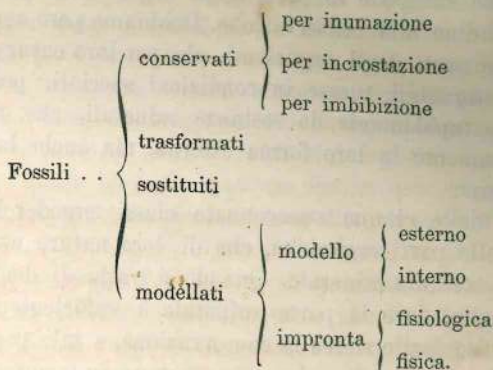
Ora se noi pensiamo come gli organismi siano in diretta dipendenza colle condizioni di umidità, di calore, insomma di tutte quelle circostanze, che costituiscono l'ambiente di vita, così nello studio delle condizioni vitali necessarie per una determinata specie d'organismo, possiamo anche argomentare delle condizioni di clima, che si verificavano in quelle determinate epoche.

Dallo studio dei fossili possiamo dedurre altri particolari sulle condizioni dell'ambiente di vita dei luoghi; così dalla presenza d'una determinata conchiglia, che esige acque limpide, o di altri molluschi a conchiglie, che invece vivono in acque torbide, fangose, possiamo argomentare della limpidezza o meno delle acque esistenti in allora in quella determinata località.

Uno studio che viene a costituire uno dei principî della paleontologia è quello del modo di conservazione dei fossili. I fossili sono resti di organismi; ma sappiamo, che gli organismi presentano delle parti svariatissime nella loro struttura e composizione, hanvi cioè dei muscoli, dei tendini, delle ossa, delle scaglie, in una parola vi sono tanti organi diversamente costrutti, i quali per la natura stessa della loro composizione si prestano più o meno alla loro conservazione. Si potrebbero classificare in cinque categorie le parti degli organismi a seconda della loro attitudine alla conservazione. Dobbiamo però aggiungere, che alcune parti degli organismi, che per loro natura non sono affatto conservabili, messe in condizioni speciali, possono essere sostituite rapidamente da sostanze minerali, che riproducono non solamente la loro forma esterna, ma anche la loro struttura interna.

Nella prima delle cinque suaccennate classi prenderebbero posto tutte quelle parti organiche, che di loro natura contengono già molta sostanza minerale. Quando si tratta di denti, di ossa, di conchiglie, dove la parte minerale è sufficientemente abbondante, molto facile riesce la conservazione, e tali parti di organismi sono perciò quelle, che si presentano in maggior abbondanza nella categoria dei resti organici conservati. Dei denti bisogna però distinguere quelli che risultano da una specie di accentrazione di tessuto corneo, come quelli dei pesci, da quelli di avorio, come quelli dei mammiferi e dei vertebrati superiori; questi si conservano molto più facilmente dei primi. Tra le ossa dobbiamo distinguere quelle che contengono molta sostanza inorganica, come le ossa dei vertebrati superiori, da altre, come, ad esempio, le ossa di certi pesci, che sono di tessuto cartilagineo, parti dure, che contengono in minore quantità la sostanza inorganica, e perciò meno atte a conservarsi. Quindi nella seconda classe prenderebbero posto le ossa dei pesci, i gusci degli echinodermi e dei crostacei. Verrebbero nella terza classe le parti degli organismi costituite da tessuto corneo, come le piume degli uccelli, le scaglie di tartaruga, le corna di altri animali. Vengono nella quarta classe le sostanze cartilaginee,

che si conservano solo inquantochè possono essere sostituite da sostanze minerali. Tale sostituzione può avvenire molto più facilmente nei sedimenti, che non al di fuori negli organismi viventi. Finalmente verrebbero in ultima linea le parti muscolari e gelatinose, che non si conservano, salvo che sostituite da sostanze inorganiche per un processo chimico.

È quindi possibile stabilire la seguente classificazione dei fossili a seconda del loro modo di conservazione:

Nella conservazione delle sostanze organiche la natura procede come l'uomo opera artificialmente. I resti organici conservati si tramandarono fino ai giorni nostri o per conservazione, o per trasformazione, o per sostituzione, o per modellazione. Si chiamano organismi conservati quelli, che hanno mantenuta, o tutta, o in parte, senza alterazione profonda la sostanza, di cui erano costituiti. Per esempio, un osso sepolto nei sedimenti potrà perdere una parte di sostanza organica od anche tutta, ma rimane sempre la parte inorganica, la quale, quando è sovrabbondante, mantiene l'osso nella sua forma e volume, solo che questo diventa più leggiero, salvo il caso che per infiltrazioni non si depongano in esso delle sostanze minerali diverse. Dunque l'organo in tal caso si è conservato tale quale era, parzialmente o totalmente con sostanze identiche a quelle che lo costituivano quando faceva parte dell'organismo vivente.

Invece negli organismi trasformati non solo si ha l'eliminazione di una parte della sostanza organica, ma la parte residua viene a subire una modificazione chimica o strutturale, per cui non si presenta più nelle condizioni originarie. Fra questi possiamo citare i carboni fossili; in essi non abbiamo che il residuo del carbonio, che costituiva una volta la trama vegetale; ma una parte di quella trama si è eliminata, gli altri elementi si sono eliminati pure, ed il carbonio non è più nelle condizioni fisiche e chimiche, nelle quali si trovava prima, perchè prima era combinato all'ossigeno ed all'idrogeno, e nei carboni fossili invece si trova allo stato di carbonio libero.

Nei fossili sostituiti la sostanza organica non esiste più; è stata sostituita molecola per molecola da altra sostanza minerale. Per esempio vi sono delle conchiglie trasformate completamente in pirite; ora la pirite non faceva parte della sostanza costituente la conchiglia, ma vi si è sostituita molecola per molecola. Così nei legni pietrificati è mantenuta non solamente la forma esterna, ma anche la struttura interna, in modo che coll'esame microscopico si può riconoscere benissimo l'andamento delle fibre vegetali sostituite completamente dalla sostanza minerale.

Negli organismi modellati non si ha, che il modello dell'organismo originario, modello che può essere interno od esterno. Nei primi tre casi potevamo renderci conto della struttura interna dell'organismo, in questo invece non possiamo avere, che l'idea della forma esterna o delle cavità che l'organismo presentava nell'interno.

Passiamo ora in rivista più particolareggiata i diversi casi di queste quattro serie di organismi fossilizzati.

La conservazione può aver luogo in tre modi distinti: o per inumazione, o per incrostazione, o per imbibizione. Per inumazione avviene quando l'organismo è sepolto in sedimenti, specialmente argillosi o marnosi, che lo sottraggono completamente alle azioni atmosferiche; allora secondo le circostanze di luogo la conservazione avviene più o meno bene. Così la conservazione per inumazione succede molto bene nelle torbiere, le quali con-

tengono dei principî realmente antisettici, per cui in esse gli organismi non solo sono sottratti all'azione degli agenti atmosferici, ma sono anche preservati per la presenza di tali sostanze. Contribuisce anche alla conservazione degli organismi sepolti la bassa temperatura.

Un altro modo di conservazione degli organismi è quello per incrostazione. Già dicemmo altre volte, come si siano conservati organismi in caverne per la formazione di involucri di carbonato di calcio depositato per stalagmitizzazione. Evidentemente siffatta crosta di carbonato calcico viene a sottrarre completamente e meglio di qualunque altro deposito l'organismo dagli agenti atmosferici; così quando nelle caverne si rompono le croste superficiali del pavimento per rintracciare ossami, non è infrequente trovare certi ammassi di sostanza organica, residuo di parti molli degli organismi stessi.

Un ultimo modo di conservazione delle sostanze organiche è quello per imbibizione; è un processo di imbevimento di sostanze, che si oppongono alla decomposizione dell'organismo, come si usa fare artificialmente pei legnami. E qui cade acconcio lo stabilire bene la differenza fra la vera e la falsa pietrificazione del legno. Si usa generalmente il nome di pietrificazione tutte le volte che si trova un pezzo di legno trasformato in pietra; essa però può avvenire in un doppio modo: o non si ha che penetrazione di acqua carica di silice negli interstizî lasciati fra fibra e fibra, ed allora rimane una incamiciatura di silice per ciascuna delle fibre, che costituivano la trama vegetale; evidentemente in questo caso non abbiamo vera pietrificazione, ma un fatto di imbevimento di una sostanza incrostante; si citano dei casi di tali legnami così imbevuti, che presentano ancora conservata la fibra legnosa interna; ma generalmente questa si elimina, e non rimane che il vano corrispondente. La vera pietrificazione invece è riferibile agli organismi sostituiti; è cioè una vera sostituzione della sostanza organica, specialmente di silice, alle molecole organiche; in questo caso si ha conservata la struttura intima, sicchè nello studio microscopico di tali organismi così pietrificati si riesce a buoni risultati.

Nei fossili trasformati l'organismo è ancora conservato sostanzialmente, ma ha perduto i suoi caratteri esterni, o per eliminazione, o per trasformazione chimica od anche semplicemente fisica della sostanza organica. Abbiamo citato l'esempio dei carboni fossili: l'ossigeno, l'idrogeno e l'azoto nella formazione del carbon fossile vengono eliminati, e il carbonio si fissa; quando questa trasformazione non ha subìto l'ultimo grado, si può ancora riconoscere fino ad un certo punto la struttura vegetale, ma quando essa è completa, non si ha più che una massa di carbonio, nella quale non si potrebbe più riconoscere per nulla l'origine vegetale.

Negli organismi sostituiti si ha la scomparsa assoluta della sostanza organica e la sostituzione molecola per molecola colla conservazione della forma. Abbiamo accennato al caso della conchiglia trasformata in pirite; in questa ogni parte è stata sostituita completamente molecola per molecola dal solfuro di ferro, minerale proveniente dall'esterno. Ma può avvenire anche un altro caso, che cioè le acque filtranti vengano a portare certi elementi minerali, che trovandosi a contatto cogli elementi costitutivi della sostanza dell'organismo, entrino con essi in reazione chimica, per cui vengano a costituirsi delle nuove specie minerali, le quali sostituiscano molecolarmente la sostanza dell'organismo preesistente.

Finalmente abbiamo gli organismi modellati, espressione impropria, perchè l'organismo è affatto scomparso; si dovrebbero dire invece modelli di organismo. La modellazione può avvenire internamente od esternamente, secondochè l'organismo presenta delle cavità atte ad essere riempite di materiali o non. Supponiamo una conchiglia che si depositi sul fondo marino, e che contemporaneamente si depositino argille e materiali atti a rivestire la conchiglia; questa è costituita di carbonato calcico, che coll'andar del tempo, sotto l'azione dissolvente dell'acqua, scompare; rimane allora un vano, occupato altra volta dalla conchiglia, e corrispondente perfettamente alla sua forma esterna. Lo studio di tali modelli esterni non è di piccola importanza, perchè può bastare a renderci conto della forma esterna

primitiva del fossile. Ma per la determinazione del genere e della specie di una conchiglia si deve studiare anche la forma interna; certe sporgenze, certi solchi nelle pareti interne servono per la determinazione della specie e del genere. Ora è caso frequente, che delle conchiglie si trovi il modello esterno, e nell'interno di esso il nucleo corrispondente alla parte interna; i materiali entrativi hanno riempita la cavità interna lasciata dalle parti molli dell'animale eliminatesi.

Nella categoria dei modelli dobbiamo mettere anche le impronte, che non sarebbero, se non le traccie lasciate da organismi. Esse sono generalmente traccie di passi di animali, di segni lasciati dallo strisciar di rettili o da altri animali, ecc., di cui si hanno numerosissimi esempî in argilloschisti. Questo fenomeno avviene frequentemente in paesi, dove la spiaggia è piana e la marea raggiunge dei livelli assai elevati; quando arriva l'alta marea, gran parte della spiaggia rimane occupata da materiali depositati, ed al suo ritirarsi succede, che generalmente gli animali terrestri si portino immediatamente su di essa attratti dalla quantità di pesci e crostacei abbandonati, e rimangono così le impronte di quegli animali terrestri sulla poltiglia del litorale; interviene poi il calore solare, per cui si essica lo straterello superficiale colle impronte, che per il succedere di una seconda alta marea vengono ricoperte, per poscia ripetersi il fenomeno.

Delle impronte possiamo fare la distinzione in impronte fisiologiche e fisiche; le prime sono tutte quelle che dipendono direttamente da organismi; le seconde invece non sono che traccie di qualche fenomeno fisico avvenuto, come ad esempio quelle delle folgoriti, le strie dei ciottoli glaciali, ecc.

La conservazione degli organismi avviene per questi diversi processi, ma è però essa pure in rapporto diretto colle azioni endogene, che avvengono nelle viscere terrestri; vale a dire la conservazione sarà meno marcata man mano che discendiamo verso le masse interne più antiche. Quanto più ci avviciniamo agli strati più antichi, sempre più problematica si fa l'esistenza dei resti organici, ed arriviamo al punto, in cui essi sono rappresentati da certe masse di interpretazione molto ambigua.

Così non dobbiamo meravigliarci se troveremo nei piani più bassi della scala dei terreni roccie, che per il loro aspetto sono evidentemente sedimentarie, ma che mancano di fossili, ragione per cui ricevettero l'appellativo di azoiche.

Abbiamo già detto più volte, che collo studio delle forme organiche noi siamo abilitati a dividere la massa dei terreni stratificati in tanti gruppi, che rispondano a certi tipi di organismi, sia vegetali che animali, ma specialmente animali; per cui se è possibile tale divisione di tipi, riescirà cosa molto facile l'addivenire ad una divisione così detta *stratigrafica*, basata su criterî paleontologici. Bisognerà però avvertire, che in ogni caso si avrà sempre una classificazione piuttosto artificiale, giacchè è bensì vero che noi possiamo dividere i terreni in tanti gruppi determinati, ma, come già dicemmo in altra occasione, è pur noto, che da uno di tali gruppi all'altro si passa per mezzo di transizioni appena appena discernibili; havvi tra un gruppo e l'altro un continuo nesso, relativamente allo sviluppo delle diverse forme organiche, tantochè si potrebbe dire, che da una forma organica si passa quasi insensibilmente all'altra. Ora, se ciò avviene riguardo allo sviluppo organico, è facile capire come noi non potremo servirci di tale criterio per stabilire una classificazione naturale ben decisa di strati; notiamo cionondimeno, che in questo caso siamo già molto più prossimi alla naturalezza, che non per tanti altri generi di classificazione. Difatti è vero che vi ha un passaggio graduale da certe forme organiche ad altre, talora differentissime, ma purnondimeno dobbiamo riconoscere il gran fatto, che a seconda dei diversi periodi più o meno sviluppati nel lasso di tempo occorso per la deposizione delle masse stratificate, vi sono delle epoche caratterizzate da un assieme di forme organiche aventi grandi analogie fra loro o aspetti affatto speciali. Ora, se noi studiando questi diversi terreni sedimentarî troviamo un gruppo profondo costituito da un numero stragrande di strati, i quali presentino grande quantità di fossili, tutti aventi numerose analogie fra loro, ma che si distinguono però da quelli, che

trovansi compresi in un gruppo susseguente di strati, possiamo benissimo riunire, e naturalmente in questo caso, in un solo gruppo tutte quelle serie di strati ed in un altro gruppo distinto quelli che contengono fossili distinti dai primi, quantunque per altra parte abbiano fra loro grandissime analogie.

Succede qui quello che avviene per la storia d'una Nazione, di un popolo, la quale comprende tutte le vicissitudini, a cui esso andò soggetto. Nella vita di una Nazione, di un popolo vi ebbero epoche caratterizzate da qualche cosa di speciale, per cui si distinguono le une dalle altre; lo stesso possiamo dire per la storia della sedimentazione delle masse stratificate. Possiamo dividere i quaranta chilometri di masse stratificate, che ci rappresentano appunto la storia della vita terrestre alla sua superficie, in tanti gruppi, ciascuno dei quali presentante una fauna ed una flora aventi fra loro grandissima analogia, e staccantesi completamente dai gruppi successivi caratterizzati da un'altra fauna e da un'altra flora.

Dunque il nostro lavoro di classificazione è ancora artificiale, inquantochè in natura non si hanno quelle divisioni nette, distinte. Ma intanto potendo noi verificare un'impronta speciale nella vita, nelle diverse fasi formanti il complesso di tempo occorso per formare quell'enorme pila di strati, troviamo assai naturale di dividere in tanti gruppi quelle masse stratificate corrispondentemente a grandi cambiamenti, che avvennero nello sviluppo della vita organica.

Per entrare in maggiori particolari sul meccanismo delle classificazioni dovremmo dire qualchecosa sulla diversa origine dei nomi che vi si adoperano, nomi, che, a vero dire, sono molto convenzionali, e sgraziatamente, bisogna dirlo, nelle scienze naturali il convenzionalismo è ancora troppo in voga. Non abbiamo, come nella chimica, un linguaggio scientifico, che esprima subito la natura della cosa, di cui si tratta. Abbiamo nella geologia nomi ordinali: così êra *primaria*, êra *secondaria, terziaria*, *quaternaria*; denominazioni certo non scientifiche, ma che però non conducono ad errori. Nelle divisioni poi di ciascuna di queste êre si hanno dei nomi addi-

rittura arbitrarî: così se consideriamo l'êra terziaria, troviamo tutti i periodi colla terminazione italiana in *cene*, provenìente dal greco καίνος, che vuol dire *recente;* sicchè l'êra terziaria viene considerata nei suoi periodi come recente; ma si può ragionevolmente considerare la terziaria come recente, quando si sa che dopo di essa havvi la quaternaria certamente più recente della prima? Ecco quindi qualche cosa che non è veramente esatto. La desinenza *cene* trovasi poi preceduta da una delle tre particelle *eo, mio, plio*, nelle parole *eocene*, *aurora del recente*, cioè il primo iniziarsi di quei terreni recenti, *miocene*, che vorrebbe dire *meno recente;* ma meno recente di che cosa? meno recente della terza suddivisione, cioè del *pliocene*, o del *più recente*.

Altre volte si è ricorso a nomi di località: così le denominazioni di periodo *Siluriano*, *Permiano*, ecc., e tutta una lunga serie di divisioni e sottodivisioni intitolate da località, in cui quei terreni si trovano più o meno grandemente sviluppati e studiabili; e questo è certamente un grave inconveniente.

Altre volte il nome vien dato dalla presenza di un fossile speciale, caratteristico; e questo sarebbe un metodo veramente scientifico. Quando un terreno contiene un fossile suo esclusivo, allora la nomenclatura, basandosi sulla presenza di quell'organismo, ricorre ad un criterio veramente razionale e scientifico.

In altre circostanze le denominazioni sono prese da accidentalità petrografiche. Quantunque la natura delle roccie non costituisca per la classificazione un criterio valido, purnondimeno si può in alcuni casi adottare un tale spediente; così si ha la denominazione di *Cretaceo*, che indica immediatamente la natura petrografica della roccia.

I geologi convinti della necessità di addivenire una buona volta ad una uniformità di linguaggio geologico, si misero di accordo per presentare nel Congresso Geologico del 1881 tenuto a Bologna uno schema di nomenclatura e classificazione geologiche. Purnondimeno rimane ancor molto a fare, perchè sia stabilito un vero accordo fra tutti i geologi e si abbia un lavoro completo.

Non sarà male riferire qui le conclusioni, a cui si venne in quel Congresso; ma intanto dobbiamo tener di mira due fatti: la divisione materiale dei gruppi sta come se i 40 chilometri di strati fossero tutti sovrapposti gli uni agli altri, la qual cosa non si verifica evidentemente in alcun punto della superficie terrestre, perchè mentre in una regione in una determinata epoca si aveva il mare, in altre si avevano terre emerse, e non si potevano formare in queste sincroni depositi di sedimentazione, in vista di ciò solo artificialmente potremo formare la pila di 40 chilometri di terreni stratificati; nonchè un'altra divisione, che precede quasi la materiale, cioè la divisione dei tempi corrispondenti alla formazione di quella determinata massa di strati.

Nel Congresso di Bologna riguardo alla nomenclatura si fissarono le seguenti basi: si dirà *roccia* il materiale terrestre considerato sotto il punto di vista della sua natura mineralogica, e *formazione*, se considerato rispetto al modo di sua origine. Sotto il punto di vista dell'età relativa si divideranno quindi i 40 chilometri di terreni stratificati in un certo numero di *gruppi*, ciascun gruppo divisibile in *sistemi*, ogni sistema in tante *serie*, ogni serie in *piani geologici*, ed ogni piano in *strati*. Per tal modo veniamo ad avere come primo elemento, lo *strato;* un assieme di strati aventi un'impronta speciale dànno un *piano;* un assieme di piani costituisce una *serie;* riunendo un certo numero di serie si ha il *sistema;* con più sistemi infine si forma il *gruppo*, di cui il complesso verrebbe a costituire la massa dei terreni sedimentarî.

Venendo poi alla corrispondente divisione cronologica hanvi le seguenti norme: Al tempo occorso per la formazione di un gruppo si dà il nome di *êra;* alla durata corrispondente alla formazione di un sistema il nome di *periodo;* alla serie corrisponde nel tempo quello di *epoca*, al piano geologico *età*.

Possiamo riassumere le divisioni e suddivisioni dal punto di vista della classificazione stratigrafica e le corrispondenti dal punto di vista cronologico nel seguente quadro:

Divisione stratigrafica	Divisione cronologica
Gruppo	Era
Sistema	Periodo
Serie	Epoca
Piano	Età.
Strato	

E notisi che strati di identico spessore possono aver richiesto tempi ben diversi per la loro formazione.

Nella classificazione dei terreni noi adotteremo con qualche modificazione quella che è contenuta nel *Corso di geologia* dello Stoppani, perchè più semplice. Diamo però intanto un'idea di quella che risulterebbe dalle norme stabilite nel Congresso di Bologna, mediante la seguente tavola riassuntiva:

Era e Gruppo	Sistema		Serie
I Era. I Gruppo. Terreni indeterminati o Azoici	1° Sistema:	Gneiss e Graniti	
	2° »	Schisti cristallini	
	3° »	Filladi	
II Era. II Gruppo. Terreni primarî, o Paleozoici	1° Sistema:	Cambriano	
	2° »	Siluriano	1ª Serie: Inferiore
			2ª » Superiore
	3° »	Devoniano	1ª Serie: Inferiore
			2ª » Media
			3ª » Superiore
	4° »	Carbonifero	1ª Serie: Inferiore
			2ª » Superiore
	5° »	Permiano	1ª Serie: Inferiore
			2ª » Superiore

Era / Gruppo	Sistema	Serie
III ERA. III GRUPPO. Terreni secondarî, o Mesozoici	1° Sistema: Trias	1ª Serie: Inferiore
		2ª » Media
		3ª » Superiore
	2° » Giurassico	1ª Serie: Inferiore
		2ª » Media
		3ª » Superiore
	3° » Cretaceo	1ª Serie: Inferiore
		2ª » Superiore
IV ERA. IV GRUPPO. Terreni terziarî, o Cenozoici.	1° Sistema: Eocene	
	2° » Oligocene	
	3° » Miocene	
	4° » Pliocene	
V ERA. V GRUPPO. Terreni quaternarî, o Neozoici, o Antropozoici	1° Sistema: Diluviale	
	2° » Alluviale.	

CAPITOLO II.

Geologia storica descrittiva.

Alla base della massa stratificata, là dove cessano di essere visibili i resti organici, quelli appunto che possono dare un criterio sicuro al geologo, si trova una massa enorme di terreni a disposizione in istrati, aventi una impronta speciale. Indipendentemente dalla mancanza assoluta di resti di organismi determinabili e di non dubbia constatazione, questi terreni hanno il carattere comune di presentare più o meno marcata, ma sempre, una struttura cristallina, la quale può variare da quella, diremo così, microscopica, ad elementi cristallini cioè talmente fini da non essere discernibili ad occhio nudo, tantochè nel suo assieme figura come struttura compatta, come sarebbe appunto quella delle serpentine, ad arrivare per via di gradazioni

fino ad una struttura grossolanamente cristallina, i cui elementi possono raggiungere relativamente grandi dimensioni, come riesce molto facile riscontrare nei graniti e nei gneiss granitici antichi, che presentano i caratteri della porfiroideità. Insieme a questa comunanza di caratteri per tutti i rappresentanti di questa grandissima serie di roccie, dobbiamo accennare ad un altro fatto. La disposizione, l'assetto stratigrafico è molto variato; così mentre vi sono delle roccie fissili, divisibili in fogli, in lamelle, altre cristalline si presentano in istrati con diecine e diecine di metri di spessore. La divisibilità in istrati va allora via via cancellandosi, ed arriviamo finalmente a delle roccie, che assumono un aspetto massiccio, quasi non avessero mai presentata disposizione a strati; passiamo gradatamente a quelle roccie, di cui parlammo molte volte, e sulle quali ancora regna il dubbio nella mente dei geologi, se siano cioè di origine sedimentaria metamorfica, ovvero siano roccie eruttive. Tutta questa grande serie di roccie cristalline, in cui è estremamente dubbio se si possano trovare resti organici decifrabili, realmente sedimentarie, ma modificate molto profondamente, viene a rappresentare da 15 a 20.000 metri di spessore, vale a dire presso a poco metà dello spessore totale delle masse stratificate. Evidentemente queste roccie devono essere molto antiche, e devono avere richiesto un tempo estremamente lungo per la loro formazione; ma tutto quel tratto della storia della terra, che corrisponde precisamente al lasso di tempo devoluto alla formazione di questa immensa congerie di strati sovrapposti, viene a rappresentare qualchecosa di vago, d'incerto, di nebuloso, inquantochè viene a mancarci il criterio veramente scientifico, cioè il paleontologico. Vedremo or ora come si sia sospettato della esistenza di esseri organici in quelle epoche, ma come finora non si possa dire con certezza di avere trovato resti indiscutibili di organismi.

Succede per la storia della terra quello che succede per la storia d'un popolo; i primi periodi di questa sono scarsissimi di documenti, sicchè quantunque rappresentino un lasso di tempo molto lungo, pure la loro esposizione si restringe a poco; lo

stesso succede per la nostra terra; abbiamo una massa di terreni cristallini, i quali mancano quasi in modo assoluto del criterio paleontologico, e benchè rappresentino la metà della massa totale delle roccie sedimentarie, evidentemente hanno richiesto un tempo molto più lungo per la loro formazione, che non tutte le altre formazioni, che vennero in seguito, perchè quel tempo corrisponde a quello che fu necessario per la loro formazione, più a quello richiesto per la loro metamorfizzazione; ciononostante la grande uniformità che vi regna e la mancanza di resti organici tolgono la possibilità di divisione in periodi ben distinti di quel primo complesso di masse sedimentarie.

Questa serie di strati corrisponde ai primi tre numeri della divisione proposta al Congresso Geologico di Bologna, e sono:

1°. Gneiss e graniti;

2°. Schisti cristallini in genere;

3°. Filladi, cioè schisti argillosi metamorfici.

Le classificazioni americane si scostano un poco da questo concetto. I tre numeri esposti vengono a costituire un gruppo di terreni, che sarebbero più antichi dei terreni *primarî*, e si potrebbero chiamare *preprimarî*. Il Geikie fa di questa serie di roccie stratificate un primo sistema o periodo della grande êra *Paleozoica* o *primaria*, la quale sarebbe costituita dagli strati primarî fossiliferi, più la serie basale di strati cristallini, che vengono al disotto delle più antiche roccie, le quali presentino traccie determinabili di organismi. Tutto ciò che sta al disotto del periodo *Cambriano*, viene a formare il sistema o periodo *Archeano*. Il Geikie divide poi questa êra Paleozoica in due periodi, che sarebbero, il più antico, il *Laurenziano*, dalle sponde del S. Lorenzo, dove questi terreni sono sviluppati in grande scala, ed il più giovane, l'*Huroniano*, dal nome del lago Huron, sulle cui rive si stendono nel loro tipo questi terreni cristallini più recenti.

Il Dana stabilisce addirittura non un sistema o periodo, ma un'êra, ed in ciò andrebbe d'accordo colla classificazione, di cui abbiamo parlato, êra, che chiama *Archeana*, cioè *antica*, e che divide ancora in due periodi, Laurenziano ed Huroniano.

Lo Sterry Hunt, che ha studiato molto bene il nord d'America, ha fatto qualche cosa di più degli altri due geologi, giacchè ha cercato di mettere in confronto i terreni cristallini del nord d'America con altri, specialmente con quelli d'Europa; egli divide questo grande gruppo di terreni stratificati cristallini in tre sistemi; il primo sarebbe il periodo dei *Monti Appalachiani* e corrisponderebbe al Laurenziano inferiore; il secondo sarebbe quello delle *Montagne Verdi*, che corrisponderebbe al Laurenziano superiore con una parte dell'Huroniano; ed il terzo quello delle *Montagne Bianche*, che sarebbe formato dall'Huroniano, cioè da quella maggior parte residua dell'Huroniano, che non è compresa nel periodo antecedente.

Secondo lo Stoppani troviamo questi terreni cristallini costituire due êre addirittura. Veramente materia vi sarebbe a sufficienza per costituire due êre, se consideriamo le cose dal punto di vista dello spessore delle masse; ma è molto dubbio se si possano stabilire due êre, dal momento che vengono a mancarci interamente i criterî sicuri paleontologici. Ma egli dice, che nella massa profonda di questi 15 o 20.000 metri di roccie non si può dire che si sia incontrato qualchecosa, che possa anche da lontano rassomigliare a traccia di organismi, mentrechè nella parte superiore di questi strati, secondo alcuni geologi, si sarebbero trovate siffatte traccie; sicchè egli fa una prima êra, detta *Azoica*, di quei terreni, che non hanno presentato nessuna traccia di resti organici, e chiama invece êra *Protozoica* quella corrispondente ai terreni superiori, che presentano qualchecosa che può far credere alla esistenza di esseri organizzati.

Faremo una osservazione: è vero che nell'êra Azoica dello Stoppani non si trovano traccie di organismi, ma quelle che si sono trovate nella Protozoica sono così discutibili e confutate da tanti geologi, che la scienza non può ammetterle come di sicuri resti organici. Dippiù ammettiamo, che nell'êra Protozoica dello Stoppani esistano resti organici, che vengano a provare l'esistenza della vita; ma noi troviamo nei terreni più profondi dei calcari, della grafite, dell'antracite, che sono tutti rivelatori dell'esistenza della vita; l'origine di queste roccie non si

può spiegare altrimenti, che colla presenza della vita animale e della vita vegetale; quindi domandiamo, come si possa stabilire una differenza fra i terreni che non presentano traccie di organismi, ma che contengono materiali derivanti da organismi, e quelli che presentano traccie molto discutibili di organismi? Ci pare quindi che si potrebbero riunire le due êre Azoica e Protozoica dello Stoppani, e formare una prima êra, che chiameremo *Preprimaria*, e ciò per non compromettere per nulla la questione circa la natura veramente organica o non di quei resti, lasciando il nome di *Primaria* a quella, che contiene i resti organici studiati e riconosciuti. Dunque essa sarebbe costituita dai terreni cristallini, che precedono i terreni primarî o paleozoici.

Questa êra Preprimaria sarebbe divisibile, ammettendo le divisioni americane, nel periodo *Laurenziano* e nel periodo *Huroniano*, adottando la nomenclatura cronologica.

Il periodo Laurenziano poi, analogamente a quello che ha fatto lo Sterry Hunt, noi crediamo potersi benissimo dividere in due epoche: quella del *Laurenziano inferiore* e quella del *Laurenziano superiore*.

Ora vediamo di quali elementi sono costituiti questi terreni cristallini.

Incominciando dalle roccie feldispatiche abbiamo i graniti, qualunque essi siano, i gneiss granitoidi ed i non granitoidi, cioè quelli fogliettati, che non presentano nella loro massa quel che di massiccio, che preludia alla struttura granitoide e granitica. Abbiamo i micaschisti feldispatici ed i micaschisti veri. Poscia entriamo in un'altra serie di roccie, in quella cioè delle roccie calcari, dove troviamo i calcari cristallini, che possono arricchirsi di quarzo e di mica e diventare calceschisti; abbiamo i cipollini; insomma una massa di roccie calcaree, che presentano di caratteristico sempre una struttura cristallina. Nella categoria delle roccie quarzose abbiamo le quarziti, le anageniti, cioè i conglomerati cristallini. Fra le roccie magnesiache le sieniti, che presentano l'amfibolo, il protogino, che presenta il talco, le dioriti, feldispato ed amfibolo, le eufotidi,

roccie pirossenico-feldispatiche; le serpentine e tutta la serie di roccie schistose, serpentinoschisti, cloroschisti, talcoschisti, amfiboloschisti, granatoschisti, e via dicendo. Tutto ciò che di cristallino si presenta a formare l'ossatura dei grandi centri montuosi, riferendoci alle nostre Alpi, e che non presenta traccia di fossili, entra in questa grande serie di roccie.

Ci conforta il verificare, che i geologi americani, che sono nel caso di studiare molto bene queste roccie, le quali in America si trovano in un assetto più regolare che non da noi, sono tutti pienamente d'accordo a constatare il fatto, che queste roccie per quanto siano cristalline, pur si presentano con un assetto così regolare da riprodurre perfettamente quello che caratterizza le roccie sedimentarie. Havvi però il fatto della struttura cristallina; ma abbiamo parlato già soventi dell'azione prodotta dal metamorfismo, e oramai possiamo renderci conto e persuaderci, che se vi sono roccie, ove i caratteri indotti dal metamorfismo devono presentarsi in modo completo, sono appunto queste, che sono più antiche, per cui hanno potuto subire quell'azione per un tempo estremamente lungo.

Sarebbe facile, ove la ristrettezza del tempo non ce lo vietasse, provare come dai materiali formanti le più tipiche tra le roccie indubbiamente sedimentarie si possa ottenere per via di metamorfismo chimico e strutturale le roccie tutte cristalline costituenti il gran gruppo dei terreni preprimarî. E pei graniti più lontani dalla disposizione a strati havvi maniera di spiegare il loro passaggio a tale modo di presentarsi anche partendo da una sedimentarietà originaria.

Sarebbe difficile stabilire una separazione tra queste roccie considerate da taluni come eruttive e le veramente ed evidentemente sedimentarie. È naturale ammettere, che le roccie eruttiviformi non siano in fin dei conti, che il prodotto di un grado di metamorfismo più protratto, per cui nella massa totale si sono distrutti tutti i caratteri, compreso quello della stratificazione.

In America nella parte superiore dell'Huroniano si presentano dei conglomerati, cioè ghiaie; dunque bisogna ammettere, che

in quei tempi esistessero già delle terre emerse e delle correnti terrestri capaci di fornire e trasportare materiali detritici di ragguardevole mole.

Ma se all'epoca di loro formazione esistevano le condizioni per compiersi la sedimentarietà, esistevano anche le condizioni di vita. Possiamo chiamare azoici questi terreni, perchè in essi non incontriamo resti organici decifrabili? Abbiamo dei documenti non paleontologici, dei dati che portano ad ammettere con tutta sicurezza, che la vita esisteva; troviamo anzitutto la grafite, che non è altro, se non il prodotto di un grado più protratto di metamorfismo che possa indursi in una massa vegetale; troviamo pure l'antracite nei terreni cristallini antichi. Non v'è dunque dubbio, che se vi fosse pur discussione riguardo alla grafite, non ve ne potrebbe essere per l'antracite, che sappiamo derivare dagli organismi vegetali. Sappiamo d'altra parte che il còmpito dei vegetali è appunto quello di servire di nutrimento agli animali, per cui evidentemente doveva esistere in quel tempo anche la vita animale. Del resto non abbiamo a far ragionamenti, abbiamo le prove: la presenza del calcare in queste masse più antiche; ora il carbonato di calcio non si può produrre nei fondi oceanici in altro modo, che per opera di organismi. Noi abbiamo veduto il carbonato calcico formarsi sotto i nostri occhi per opera di organismi nelle madrepore e nei polipai; possiamo quindi ammettere, che il carbonato calcico di quei primi tempi sia pur opera di organismi.

Secondo alcuni geologi si ha la presenza di resti organici nella parte media del Laurenziano, in certe masse miste di serpentina e di carbonato calcico. Queste masse sezionate si vedono formate da intercalazioni di carbonato di calcio e granuli, nuclei verdi di serpentino o minerali analoghi; e secondo tali geologi questi sembrano riempire delle cavità nella costruzione calcare di una foraminifera gigantesca, politalamica, che chiamarono *Eozoon Canadense.*

Si vuole che l'Eozoon sia stato trovato in Boemia ed in Baviera, e si creò perciò l'*Eozoon Boemico* e l'*Eozoon Bavarico;* ma la pretesa natura organica di tali corpi è combattuta da

molti, e siamo ben lungi dal poterci basare su tale fatto per argomentare della vita in quei tempi; se in questi si svolsero organismi i loro resti andarono distrutti pel grande lavorìo metamorfico dei sedimenti che li contennero.

Il secondo gruppo, giusta la classificazione proposta al Congresso Geologico di Bologna, costituirebbe il gruppo dei *terreni Primarî*, o l'*êra Primaria*, o *Paleozoica*. Secondo questa classificazione l'êra Primaria sarebbe divisibile in periodi, che vengono a costituire i sistemi antichi compresi fra i numeri 4 e 14; il 4 corrispondente al periodo Cambriano, il 5 ed il 6 al Siluriano, dal 6 al 9 al Devoniano, dal 9 all'11 al Carbonifero, dal 12 al 13 al Permiano.

Questa êra o gruppo di terreni primarî presenta nelle varie sue divisioni una comunanza di caratteri. La vita si presenta sviluppata, ed è una vita tutta speciale, caratteristica; essa è di indole essenzialmente marina, salvo in uno dei periodi, in cui si sviluppa grandemente la flora terrestre in maniera da costituire delle masse di vegetali, che carbonizzate dettero il litantrace o l'antracite, secondo i casi, dovuti ad azioni posteriori. Fatta questa eccezione, possiamo dire, che in tutti gli altri periodi la vita terrestre è pochissimo rappresentata. La vita in genere in questa êra si inizia meno ricca di generi e specie nel periodo Cambriano, e poi nei successivi periodi del Siluriano, del Devoniano e del Carbonifero aumenta di potenza, avviandosi poscia ad un reale decremento nel periodo Permiano, a preludio di un cambiamento assai notevole verificatosi nel passaggio all'êra susseguente; alcuni tipi paleozoici vengono a mancare, altri persistono e continuano nella êra seguente, o secondaria; ma veramente i tipi caratteristici della primaria vengono a scomparire affatto.

Per ciò che riguarda le roccie, troviamo rappresentate in genere roccie detritiche; esistono veramente rappresentati i calcari, talora dolomitici, semi-cristallini, che non hanno più la cristallinità così sviluppata di quelli dei terreni preprimarî; ma in maggioranza sono schisti marnosi, arenarie o grès; in qualche caso appaiono conglomerati, ciò che indica l'esistenza di terre emerse

in iscala assai vasta, perchè senza di esse non si può spiegare la presenza di materiali detritici di certa mole, che non si sedimentano a grandi distanze dalla spiaggia. Ora è un fatto strano, non ancora spiegato, quello di trovare, come in un'êra, in cui i terreni presentano un'impronta speciale detritica, e quindi indicano a sviluppo di terre emerse, i rappresentanti della vita organica terrestre riescano scarsissimi, e quasi mancanti per ciò che riguarda la vita animale.

Vediamo ora qualche cosa di più particolare per questi terreni primarî.

Il primo periodo è rappresentato dal *Cambriano*. Tal nome proviene da quello antico della località d'Inghilterra, l'antico regno di Cambri, dove i terreni corrispondenti a questo periodo sono molto sviluppati. Diremo subito, come nel nord d'America queste formazioni sono conosciute sotto il nome di *Formazioni di Potsdam*, e vi siano sviluppate forse meglio e con maggior regolarità. Questo periodo è divisibile in una serie od epoca inferiore, che ricevette il nome di *Potsdam propriamente detto*, ed in un'altra superiore distinta col nome di *Calcifero*.

Nella classificazione portata nelle prime lezioni di geologia dell'inglese Lyell questa serie più recente del Cambriano, il Calcifero, è considerata come formante la parte inferiore del periodo, che viene dopo; però nelle ultime edizioni del manuale del Lyell venne staccata dalla parte inferiore del Siluriano.

Lo spessore che si può considerare corrispondere agli strati del Cambriano è calcolato dal Dana presso a poco di 5000 metri.

Vediamo rapidamente quali sono i tipi che rappresentano la fauna del Cambriano. I vegetali sono estremamente rari, appena appena sono rappresentati da qualche alga e specialmente da quelle che abbiamo chiamato *petrose*, le quali hanno la facoltà di secernere del carbonato calcico e di agire fino a un certo punto come i polipi del corallo. Alcune di queste alghe pietrose hanno la proprietà di incrostare i coralli stessi e le roccie, formando delle incrostazioni calcari. Negli animali mancano in modo assoluto i vertebrati; ma è da aggiungersi il fatto, che mentre nella scala

paleontologica dei terreni sedimentarî domina un trasformismo continuo in perfezionamento, per cui dalle specie e dai generi meno complicati si passa gradatamente a maggior complicazione e perfezione, troviamo invece in questi primi periodi della vita alla superficie della terra gli organismi inferiori poco o nulla rappresentati. Infatti sono appena rappresentate le spugne; mancano assolutamente le foraminifere; e così pure i coralli non hanno fatta la loro comparsa. Troviamo però una forma assai strana di fossile, conosciuto sotto il nome di *Graptolite*, ascritto alla grande famiglia dei polipi, e caratteristico del Cambriano.

Sono scarsi tra i raggiati i crinoidi, sorretti da uno stelo diviso in tante articolazioni, e aprentesi al sommo generalmente in cinque segmenti, che si allargano come i petali d'un fiore. I crinoidi, sviluppatissimi in terreni più recenti, sono appena accennati nel Cambriano, come pure mancano affatto gli altri tipi dei raggiati, cioè gli echinidi e gli asteridi, o stelle di mare. I molluschi fanno la loro comparsa, ma mancano fra essi i pteropodi, muniti di due espansioni membranose, che servono come organi di locomozione. Vi sono rappresentati i brachiopodi, molluschi bivalvi, che hanno la particolarità di presentare nel loro interno una specie di armatura calcare, su cui si avvolge nello stato di riposo un tentacolo svolgibile, che per mezzo d'un foro può uscire all'esterno.

Gli acefali sono rappresentati da un solo genere, molluschi anche bivalvi, che presentano il capo pochissimo distinto dal resto del corpo. I gasteropodi sono rappresentati; e si presentano assai abbondanti i cefalopodi; dei quali alcuni hanno la conchiglia esternamente, altri invece, che sembrano esserne privi, e che perciò presero il nome di cefalopodi nudi, hanno generalmente nell'interno del loro corpo una parte dura, che funziona da organo sorrettore, e che in alcuni casi può uscire anche all'esterno per una parte. La conchiglia esterna, quando esiste, è univalve ed ha una particolarità caratteristica: nel suo interno è concamerata, è divisibile cioè in tante camerette, che vanno mano mano degradando secondo il diametro della conchiglia stessa, e che sono riunite per mezzo di un canale, che si chiama sifone; cia-

scuna di queste camerette ha servito nelle diverse fasi di svolgimento di ricettacolo all'animale, e funzionerebbe come le vesciche natatorie dei pesci. Il nautilo è un cefalopodo attuale, che presentasi come tipo della famiglia.

Degli articolati pare esistessero già alcune specie nel Cambriano; così si trovarono le traccie lasciate dal serpeggiare di alcuni vermi.

Ma insieme alle Graptoliti abbiamo un crostaceo a costituire la caratteristica del Cambriano, ed è il *Trilobite*, detto così perchè è divisibile longitudinalmente in tre lobi, dei quali il mediano puossi considerare come quello che racchiudeva la catena dei gangli nervosi. La parte cefalica è pochissimo distinta dal resto del corpo, anzi viene a costituire come una porzione massiccia più espansa, confondentesi col torace, e prende appunto il nome di cefalo-torace. Generalmente questa parte è foggiata a scudo armato, in alcuni casi munito di prolungamenti a guisa di spine, che si portano verso la parte posteriore del corpo. Di questi Trilobiti alcuni erano ciechi, altri invece avevano occhi composti e di una complicazione notevole.

Il periodo Cambriano in America si divide in due serie. Le roccie caratteristiche del Potsdam, propriamente detto, sarebbero delle arenarie molto dure, resistenti, cogli elementi saldati assieme, con un principio di struttura cristallina, presentando tinte molto svariate e marcate. Oltre alle sabbie troviamo altri materiali detritici di maggior mole. Nel Calcifero invece, come lo dice il nome, havvi preponderanza di carbonato calcico. Ora come il carbonato di calcio è roccia generalmente di formazione marina, non dobbiamo trovar strano il considerare, che il periodo più ricco di forme organiche sia rappresentato da questo Calcifero, il quale forma appunto la serie più ricca di resti organici.

Il *Siluriano* costituisce il secondo periodo dell'êra Primaria, ed ha uno sviluppo di 2000 metri. Esso è divisibile in tre serie: la prima serie inferiore è detta *Formazione del Llandeilo*, la seconda *Formazione di Caradoc*, e la terza, divisibile in due piani, di *Wenlock* e di *Ludlow*.

Riguardo alle roccie di questo periodo, chiamato Siluriano dal nome antico di una regione dell'Inghilterra, abbiamo per il Llandeilo delle ardesie calcari oscure e dei grès, che possiamo considerare come prodotti dal metamorfismo di marne e sabbie. Questa parte avrebbe uno sviluppo presso a poco da 600 a 700 metri. La serie di Caradoc è rappresentata da grès e calcari, e predominano sempre le roccie detritiche. Nella serie superiore, nel piano di Wenlock abbiamo anche schisti argillosi, ed in quello di Ludlow schisti calcari, calcare argilloso.

La fauna del Siluriano è molto più ricca che non quella del Cambriano; la vita marina è rappresentata da non meno di 2000 specie; le Graptoliti sono ancora presenti; i brachiopodi crescono di sviluppo, e così pure i cefalopodi; compaiono i coralli e gli echinidi. Aumenta il numero dei crinoidi, per cui alcuni dei calcari del Siluriano sono estremamente ricchi di articolazioni di steli di crinoidi. Nei brachiopodi abbiamo rappresentato un numero grandissimo di specie, e possiamo dire, che caratteristico del Siluriano sia un brachiopodo, che ha la proprietà di avere il braccio ravvolgibile a spira, mentre in altri casi si ripiega nell'interno della conchiglia: è il genere *Spirifer*.

I coralli del Siluriano sono assai abbondanti. Si presentano ancora assai sviluppati i Trilobiti, ma si può dire che sono già in decremento in confronto del Cambriano.

Dopo il Siluriano viene il *Devoniano*, così chiamato dalla regione del Dewonshire in Inghilterra, dove, più sviluppato e più ricco di fossili, fu più ampiamente studiato. Il suo spessore si calcola dal Dana di 4500 metri. È divisibile anch'esso in tre serie: la prima è quella di *Linton*, la seconda è rappresentata dal *Calcare di Plymouth* e la terza dal gruppo di *Pilton*.

Il Devoniano è conosciuto in alcuni trattati di geologia col nome di *vecchia arenaria rossa*, giacchè la roccia dominante è un'arenaria o sabbia generalmente colorata in rosso da ossido di ferro; si dice poi *vecchia* per distinguerla da una assai più recente cogli stessi caratteri.

La fauna del Devoniano presenta qualche particolarità, che la distacca da quella del periodo precedente. Finora non si sono veduti i vertebrati, i quali invece compaiono nel Devoniano. Se nella fauna del Devoniano non troviamo più sviluppati grandemente i Trilobiti, che sono ridotti ai minimi termini, troviamo però crostacei, che più s'assomigliano a quelli odierni, e che hanno forme strane e dimensioni fino a due metri e mezzo di ampiezza. I pesci del Devoniano sono rappresentati da numerosi generi; si può dire che il Devoniano è proprio il periodo dei pesci; questi non assomigliano però molto agli odierni, perchè erano a scheletro cartilagineo, e dippiù avevano una specie di corazza. Uno dei pesci attuali, che più si avvicina alle condizioni di quelli del Devoniano è lo Storione, che presenta la corazzatura rudimentale, rappresentata da serie lineari di scudetti. Siffatti pesci catafratti sono caratteristici del Devoniano; essi appartengono alla famiglia degli eterocerchi, di organizzazione inferiore, con coda cioè a lobi disuguali.

Ma oltre ai pesci ed ai grossi crostacei hanvi circa 2000 specie di molluschi, di echinidi, di coralli. Fra i molluschi sono rappresentati in iscala assai vasta i cefalopodi. La conchiglia del cefalopodo, che abbiamo detto essere concamerata, può presentare aspetti svariatissimi a seconda che le concamerazioni si seguono situate verticalmente l'una sopra l'altra in modo da costituire una specie di colonna, ovvero in un corpo incurvato, rivolto più o meno a spirale, o su di uno istesso piano. La forma colonnare è rappresentata dalle Ortoceratiti; questi fanno la loro comparsa nel Devoniano, e vi sono di dimensioni assai riguardevoli.

Oltre alla comparsa dei primi vertebrati, cioè dei pesci catafratti, abbiamo quella degli insetti. Si sono trovate traccie, impronte di insetti, e fra le altre quelle d'una Effimera, che non misurava meno di 13 cm. di lunghezza, un vero gigante in confronto delle Effimere attuali.

È nel Devoniano, che incominciano ad apparire le piante terrestri, ed in iscala assai accentuata, quasi preludiando allo sviluppo grandissimo della flora terrestre nel periodo seguente,

nel Carbonifero. Sono per la massima parte piante acotiledoni, corrispondenti presso a poco a quelle, che hanno dato origine ai carboni fossili.

Dopo il Devoniano abbiamo il quarto periodo, il *Carbonifero*. Esso è divisibile in tre serie: una inferiore, essenzialmente marina, rappresentata quasi ovunque da carbonato di calcio, talora magnesiaco, per cui è detta del *Calcare di montagna;* la seconda serie è rappresentata da un'arenaria generalmente micacea, che può arrivare fino alla proporzione di una vera puddinga, d'un conglomerato, che noi chiamiamo *Grès carbonifero*, perchè appartenente al periodo Carbonifero; la terza serie, la più recente, è rappresentata da schisti argillosi, generalmente oscuri, con qualche traccia di arenarie, dove riscontransi appunto i letti di litantrace, i letti di carbon fossile.

Lo spessore cumulativo del carbonifero raggiunge circa i 1000 metri.

La prima serie, come lo dice il nome, è rappresentata da un calcare molto ricco di fossili, e specialmente di coralli. Vi sono rappresentati i crinoidi come nel periodo precedente; come pure i molluschi. Hanvi ancora i pesci, come nel Devoniano, ma meno numerosi; compaiono per la prima volta i rettili, ordine dei saurî, fra i quali alcuni, che presentano delle forme miste coi caratteri del vero rettile, cioè del sauriano, e con quelli dei batraci. Sonvi gli insetti rappresentati da neurotteri, le locuste.

La flora è rappresentata quasi unicamente da felci, e si può dire che su 600 specie, 450 sono di felci arboree, divisibili in tante famiglie.

Il quinto periodo dell'êra Paleozoica è il *Permiano*, dal governo di Perm in Russia, dove è molto bene sviluppato. Ha presso a poco 500 metri di spessore.

Questo periodo era stato chiamato *Dias*, e considerato come facente parte della porzione inferiore dei terreni secondarî; ma dalla considerazione che nel Permiano si trovano dei pesci, che riproducono il tipo di quelli del Carbonifero e del Devoniano,

i geologi credettero di formarne l'ultimo periodo del Paleozoico. Possiamo dire, che siamo alla vigilia della estinzione della fauna paleozoica, per la diminuzione grandissima dei generi e delle specie che la rappresentano.

La classificazione del Permiano, che è sviluppatissimo in Turingia ed in Inghilterra, è basata appunto sopra i terreni della Turingia. Il Permiano si divide in due serie: una inferiore detta del *Rothliegende*, ed una superiore detta dello *Zechstein*. Il primo nome non sarebbe che una abbreviazione di *Rothtodtliegende*, che vuol dire *strati rossi morti*, perchè sono strati, in cui vengono a morire i giacimenti di calcopirite.

Il Rothliegende è divisibile in *Rothliegende propriamente detto* ed in un piano di schisti marnosi detto *Mergelschiefer*, *Kupferschiefer*. La serie superiore è divisibile in *Zechstein inferiore*, *Zechstein superiore*, *Piano delle Rauchwacke* e quello di *Stinkstein*.

Nel Rothliegende propriamente detto abbiamo grès e marne con una flora analoga a quella del Carbonifero. Nel secondo piano, Mergelschiefer, abbiamo delle argille calcarifere, cioè schisti marnosi, pieni zeppi di pesci appartenenti ai tipi del Carbonifero e del Devoniano. Sono questi che a Mannsfeld in Turingia sono trasformati in calcopirite. Il calcare dello Zechstein inferiore è un calcare compatto fossilifero; il calcare che viene dopo, o Zechstein superiore, è ancor esso fossilifero, ricco di acefali. Il piano delle Rauchwacke è rappresentato da calcare brecciato, che probabilmente è prodotto dal rimaneggiamento dei due calcari inferiori. Finalmente il calcare di Stinkstein è un calcare semicristallino od oolitico.

Il numero delle specie costituente la fauna del Permiano si trova ad essere ridotta a 277 solamente, il maggior numero delle quali rappresenta tipi di periodi precedenti, specialmente per rispetto ai pesci.

Di mano in mano che ci avanziamo dalle êre più antiche alle più recenti, troviamo diminuire la potenza delle masse stratificate; così, mentre abbiamo veduto l'êra Preprimaria com-

prendere la metà quasi della massa dei terreni stratificati, la êra Primaria o Paleozoica vedemmo ridursi a minor spessore; l'êra Mesozoica o Secondaria, che succede alla Primaria, non rappresenta che 7000 metri circa di spessore complessivo. Bisogna però notare, che mentre diminuisce lo spessore delle masse stratificate, aumenta il numero dei piani, cioè la possibilità di divisione in serie e piani dei diversi sistemi, stante la maggiore abbondanza e conservazione dei fossili.

Nell'êra Paleozoica abbiamo veduto predominare certi tipi speciali di organismi, quali i Trilobiti e le Graptoliti; abbiamo veduto sviluppati immensamente i cefalopodi, nel Devoniano presentarsi abbondantissimi i primi vertebrati, i pesci, di forme caratteristiche e molto diversi dagli attuali.

In essa êra predominano roccie detritiche, sabbie, argille, arenarie, ecc., cioè roccie di sedimentazione meccanica, ciò che farebbe credere, che in allora le terre emerse dovessero essere di una estensione notevole, e percorse da poderose correnti portanti un contingente assai grande di materiali detritici. E se mettiamo in confronto questi caratteri dell'êra Paleozoica con quelli della susseguente, troviamo che l'êra Mesozoica si presenta formata da masse prevalentemente calcari; si hanno bensì delle sabbie, delle ghiaie, delle marne, ma esse rappresentano una minoranza in confronto del calcare, il quale si presenta sotto forme svariatissime, e specialmente nelle varietà di calcare compatto, calcare oolitico, calcare terroso, calcari, che presentano raramente la struttura cristallina. Tale sovrabbondanza di carbonato di calcio ci dice subito come il mare doveva trovarsi in grande preponderanza relativamente alle terre. Difatti sappiamo già, che il carbonato di calcio è prevalentemente di origine marina ed organica; e se ciò non bastasse, abbiamo la fauna mesozoica, la quale ci si rivela di tipo essenzialmente marino.

Per ciò che riguarda la flora, abbiamo un distacco grandissimo fra l'êra Paleozoica e la Mesozoica. Uno dei periodi importantissimi dell'êra Paleozoica, il Carbonifero, è caratterizzato da una poderosa vegetazione di un numero grandissimo di felci gigantesche; nell'êra Secondaria invece la vita vegetale vi è

poco rappresentata, per cui evidentemente non si hanno accumuli di carbon fossile, devoluti appunto al metamorfismo di grandi masse di vegetali terrestri. In questa êra troviamo rappresentate invece in predominanza cicadee e conifere, cioè piante dicotiledoni molto simili a quelle che vivono oggidì.

L'êra Mesozoica costituisce uno stadio ben distinto e tutto speciale della vita della terra anche per un altro fatto. Se noi diamo un'occhiata ad una carta geologica della terra, vediamo come delle grandi aree siano rappresentate da terreni cristallini preprimarî, o prepaleozoici, e primarî, o paleozoici; queste aree di terreni cristallini paleozoici, costituiscono l'ossatura dei grandi rilievi montuosi, ma sono poi tutte contornate da zone di terreni mesozoici o secondarî. La disposizione speciale di tali terreni ci dimostra, come sul finire dell'êra Mesozoica ebbe luogo un grande movimento di sollevamento nelle masse solide della terra, per cui quelle prominenti dei nuclei paleozoici rimasero circondate da cinture più o meno estese di terreni mesozoici.

L'êra Mesozoica, secondo la classificazione proposta nel Congresso di Bologna, sarebbe divisibile in 3 grandi periodi, costituiti da 8 piani segnati coi numeri dal 14 fino al 22. I tre grandi periodi sono distinti coi nomi di *Trias*, *Giura* e *Cretaceo*. Il primo divisibile in tre epoche: *inferiore*, *medio*, *superiore;* il Giura anch'esso divisibile in tre epoche: *inferiore*, *medio* e *superiore;* il Cretaceo in due: l'*inferiore* ed il *superiore*.

Mantenendoci a questa divisione nelle linee generali ci atteniamo alla classificazione dello Stoppani per le sottodivisioni.

I terreni mesozoici dell'Italia sono di grande importanza, e taluni possiamo considerarli come tipici; una gran parte delle così dette Prealpi Lombarde e Venete e così pure una gran parte degli Appennini sono da ascriversi all' êra Mesozoica. Sono poi anche interessantissimi i terreni mesozoici italiani per la ricchezza grandissima di fossili che essi contengono.

Il Trias è divisibile in tre gruppi: l'inferiore, detto dell'*arenaria variegata*, o *nuova arenaria rossa*, per distinguerla da

quella appartenente al Devoniano, e corrisponde al *Buntersandstein*; il medio, o *della carniola;* il superiore, o *Keuperiano*, o anche detto *Formazione delle marne iridate*. Quest'ultimo è divisibile in varî piani: abbiamo gli *strati di S. Cassiano*, quelli di *Hallstatt*, quelli di *Raibl*, quelli di *Esino* e quelli a *Megalodon Gümbelii*.

Il nome di Trias ci indica già una possibile divisione in tre formazioni distinte; nel Trias inferiore abbiamo tutta una serie di sabbie cementate, di arenarie, che presentano delle tinte molto vivide, rosse, giallastre, verdastre; da ciò il nome di arenaria variegata; insieme a queste arenarie trovansi di frequente dei conglomerati, il gesso, banchi di anidrite, dei calcari cavernosi, o carniole come petrograficamente si chiamano, e talvolta anche banchi di salgemma, da cui il nome di *Saliferiano* dato anche a quest'epoca da alcuni geologi. I colori delle arenarie probabilmente sono dovuti a quote grandissime di ossidi metallici, che si trovavano disciolti nelle acque marine, in cui si depositavano tutti quei materiali. Ma se le acque marine erano così ricche di ossidi metallici da poter dare una colorazione ai materiali detritici che in esse si depositavano, se insieme colla deposizione di questi materiali detritici si avea la formazione di letti di solfato di calcio e di salgemma, vuol dire, che le acque di quei mari erano potentemente mineralizzate, e quindi certo non troppo appropriate allo sviluppo della vita animale. Questa è la ragione per cui il Trias si presenta il meno ricco di fossili dei tre periodi dell'êra Mesozoica. Abbiamo qui ciò che si è verificato pel Cambriano, il periodo meno ricco di resti organici di tutta l'êra Paleozoica. Il Trias inferiore è come l'aurora dello sviluppo della vita mesozoica, che fa seguito all'ultimo periodo dell'êra Paleozoica, il Permiano. Nel Trias medio invece troviamo i resti organici assai abbondanti, ed esso è formato quasi esclusivamente di carbonato di calcio talmente ricco di resti di molluschi, da prendere l'appellativo giustissimo di *Muschelkalk*. Nel Trias superiore abbiamo le marne iridate accompagnate da schisti bituminosi talmente ricchi di idrocarburi da poter essere utilizzati molto convenientemente

per la preparazione del gaz illuminante e di altri prodotti combustibili. I così detti *piroschisti* che si escavano nelle Prealpi Lombarde appartengono precisamente a questa parte del Trias.

Venendo alla fauna, abbiamo detto che non è molto ricca; si trova però qualche cosa di caratteristico per questo periodo. Le spugne erano poco abbondanti nel Paleozoico; nel Trias invece sono estremamente abbondanti, e sono delle spugne gigantesche; alcuni calcari del Trias sono formati quasi interamente di spugne fossili. I coralli sono ancora assai abbondanti. Gli echinodermi fanno la loro comparsa con forme nuove, che più si avvicinano a quelle degli echinodermi viventi oggidì. Una forma speciale è quella delle *Cidariti*. I brachiopodi non sono molto abbondanti in generi, ma lo sono invece in numero; gli acefali sono sviluppatissimi, ed incominciano a comparire delle forme simili alle attuali. I cefalopodi, che abbiamo veduto rappresentati da tipi tutti speciali ed assai strani nel Paleozoico, sono ancora abbondantissimi nel Mesozoico, e di essi il tipo più caratteristico è quello delle *Ammoniti*. Gli articolati, che hanno preludiato così bene nel Paleozoico, nel secondario sono molto rari; i pesci sono assai abbondanti, ed incominciano a comparire delle forme omocerche. È nel Trias che compaiono per la prima volta certi rettili giganteschi, ma non sono però rettili nel vero senso della parola; presentano qualche cosa che tiene di mezzo fra il rettile, il sauriano ed i batrachidi; in certi schisti d'Inghilterra si trovarono orme di passi che furono attribuite ad una specie di rospo gigantesco, con particolarità organiche tali da avvicinarlo ai rettili. Nel Connecticut si trovarono impronte di animali, che dal Dana furono riferite a 30 specie di crostacei, a 50 di rettili e batrachidi e finalmente a 30 di uccelli.

La flora non è molto ricca, quantunque si voglia da alcuni geologi, che certi depositi di carbon fossile delle nostre Alpi siano da ascriversi al Trias, ciò che non è perfettamente sicuro. I rappresentanti della flora triasica sarebbero non più piante acotiledonee, bensì dicotiledonee.

Passiamo ora al secondo periodo dell'êra Mesozoica, al *Giurassico*, o *Giurese*, o anche semplicemente *Giura*. È un periodo essenzialmente costituito da calcari, che sono sviluppatissimi nella catena del Giura tra Francia e Svizzera, donde il nome dato a questo periodo. Esso presenta lo spessore di circa 1400 metri.

Il Giura anch'esso è divisibile in 3 epoche, che sono: l'*Infralias*, il *Lias* e l'*Oolite*. L'Infralias è divisibile in *inferiore* e *superiore*; all'inferiore si dà l'appellativo di *Formazione ad Avicula contorta*, al superiore quello di *Formazione a Conchodon infraliasicus*. Il Lias pure è divisibile in *inferiore*, *medio* e *superiore*; l'inferiore ricevette il nome speciale di *Formazione a Gryphaea arcuata*. L'Oolite è divisibile in *inferiore*, *media* e *superiore*. L'inferiore, in *inferiore propriamente detta* ed in *grande Oolite*; la media è divisibile nella *Formazione di Oxford* ed in quella del *Coral-rag;* la superiore si scinde in tre piani: di *Kimmeridge*, di *Portland* e di *Purbeck*.

La fauna del Giura conta non meno di 5000 specie; ed a questo periodo può darsi il titolo di regno dei rettili. Le spugne sono abbondanti, non però così gigantesche, ma a forme più decise, che non nel Trias; i coralli sono assai abbondanti, ma più di essi i crinoidi, e fra questi caratteristici i pentacrini. Gli echinodermi sono ancora assai abbondanti: presentano 166 specie; meno abbondanti che nel Trias sono i brachiopodi; gli acefali abbondano, come pure i cefalopodi; e qui si presenta una forma speciale, che viene quasi a dare un'impronta caratteristica al periodo, cioè quella delle *Belemniti*. La Belemnite puossi considerare come il rappresentante di conchiglia rudimentale concamerata, in parte interna ed in parte esterna. Nel Giura appare una forma tutta speciale di crostaceo acquatico, che, visto superficialmente, darebbe l'idea di una conchiglia bivalve d'un acefalo; esso ricevette il nome di *Aptico*. Gli insetti fanno la loro comparsa con tutti gli ordini attuali, comprese persino le farfalle, i lepidotteri; nelle famose cave di pietra litografica di Solenhofen si trovano degli strati sottili, quasi fogliacei, di marne intercalate ricche di fossili, specialmente di impronte di insetti.

Abbiamo detto che il Giura è il vero regno dei sauriani, e

difatti in essi troviamo rettili aventi dimensioni spropositate, di forme stranissime, intermedie tra pesci e rettili, ed una specie di sauriano volante che presentava certa analogia coi pipistrelli.

Finalmente nel Giura compaiono per la prima volta i mammiferi, i marsupiali; essi sono rappresentati dal *Microlestes antiquus*, ed altri tutti di piccola mole, grossi come le nostre talpe.

Per ciò che riguarda le roccie del Giura abbiamo nell'Infralias inferiore, piano più profondo, in Italia un calcare rossiccio che contiene l'*Avicula contorta*. In Inghilterra e Sassonia questo piano è rappresentato da certi calcari marnosi, antichi fanghi, estremamente ricchi di ossami di pesci, di scaglie di rettili, e fu chiamato dagli inglesi *Bone bed;* esso contiene pure ammassi di coproliti di grossi sauriani, che hanno grande importanza per l'agricoltura, perchè costituite in grandissima parte da fosfato di calcio; ed è a deplorare che non si abbiano anche in Italia giacimenti di tale sostanza, che costituisce una vera ricchezza. L'Infralias superiore da noi è rappresentato da calcari generalmente dolomitici a *Conchodon infraliasicus*. Nel Lias abbondano i calcari argillosi e marnosi. Nell'Oolite, come lo dice lo stesso nome, si hanno calcari oolitici; nell'Oolite inferiore propriamente detta abbiamo calcari, sabbie, argille; grès e sabbie nella Grande Oolite. Le formazioni di Oxford sono ancora argille; la formazione del Coral-rag è un calcare madreporico; quella di Kimmeridge contiene schisti bituminosi, argillosi in genere; e finalmente quelle di Portland e di Purbeck calcare sabbioso.

Il terzo periodo dell'êra Mesozoica è rappresentato dal *Cretaceo*, che ha uno sviluppo di circa 1900 metri; esso è divisibile in diverse epoche: l'*inferiore*, alla sua volta divisibile in due piani: del *Wealdiano* e del *Grès verde inferiore*. Il *Cretaceo medio* è divisibile nel *Gault* e nel *Grès verde superiore*. Il *Cretaceo superiore* è divisibile in *Creta bianca* e nella *Formazione di Maëstricht*.

Il nome di Cretaceo, dato a tutto il periodo, deriva dall'abbondanza della varietà di calcare, che i geologi chiamano creta.

Riguardo alla fauna del Cretaceo, che è ancora assai ricca, si hanno delle analogie grandissime con quella del Giura, e raggiunge circa 6000 specie rappresentate. Sono abbondantissime le Ammoniti, ed ancora estremamente abbondanti i grossi rettili. Le spugne si presentano con 33 generi; le foraminifere sono estremamente abbondanti, ed è forse la prima volta che le vediamo comparire in tanta copia. Una gran parte del calcare terroso detto creta è costituita da gusci calcari di foraminifere. I coralli sono rappresentati da 33 generi, alcuni dei quali sono tipi comuni col Giura, altri sono caratteristici del Cretaceo, altri in fine incominciano a presentare i tipi, che figurano poi nell'êra terziaria susseguente. I crinoidi sono in diminuzione; aumentano invece in isviluppo gli echinidi; i molluschi sono rappresentati per 3000 specie; i brachiopodi sono estremamente numerosi, ma rappresentati da tipi tutti speciali, ed in essi la famiglia caratteristica delle *Rudiste.*

Nell'Italia Meridionale, nelle Alpi orientali ed in tante altre località si trovano certe conchiglie di forme molto strane, costituite da due valve, una inferiore allungata a guisa di cono e munita all'interno di rilievi, che dànno alla sua sezione l'aspetto di una zampa di cavallo nella sua faccia inferiore, e la valva superiore, a guisa di coperchio, tutta perforata; queste che diconsi *Ippuriti* sono liscie, o presentano dei rilievi nella loro parte esterna. Le Rudiste, che formano varî generi, una volta erano considerate come facenti parte della grande famiglia delle ostridee, perchè, come questi molluschi acefali, erano fisse sugli scogli; ma gli studî che si fecero più scrupolosi sopra la natura di queste conchiglie mise in evidenza, che si tratta di brachiopodi, che hanno vissuto nel Cretaceo, e che non si incontrano nei terreni più recenti.

Negli articolati vediamo comparire la prima volta quei vermiciattoli, che si secernono in guscio lapideo, le *Serpule.* Sono ancora abbondanti i crostacei microscopici, che entrano in parte a formare il calcare cretaceo. I rettili sono ancora abbondanti, e compariscono abbondantissimi quelli dell'ordine delle tartarughe, o chelonii. I mammiferi mancano; solo si trova qualche ossame appartenente a cetacei.

La flora, come nel Giura e nel Trias, è rappresentata da cicadee e conifere.

Per ciò che riguarda le roccie, nel Wealdiano abbiamo argille e sabbie; nel Grès verde inferiore, un'arenaria verde, che contiene in certa copia il carbonato di calcio; nel Gault, dei calcari rossi ferrugginosi, silicei, marnosi; poi ritorna nel Grès verde superiore l'arenaria verde.

La Creta bianca è rappresentata dal calcare cretaceo, divisibile in due forme: creta bianca inferiore, in cui il calcare è piuttosto duro e compatto, quantunque presenti sempre la forma granulare caratteristica del calcare cretaceo, e non contiene mai noduli silicei; arnioni di silice, che troviamo invece abbondanti nella creta bianca superiore.

Finalmente gli strati di Maëstricht sono costituiti da calcare cretaceo terroso, il quale divenendo più compatto prende la struttura oolitica.

Nella rivista rapidissima, che abbiamo fatta dei terreni sedimentarî finora esaminati, possiamo dire d'essere giunti press'a poco ai sei ottavi di tutta la massa sedimentaria; rimangono ancora due êre, la terziaria e la quaternaria, la quale ultima, essendo ancora in corso, può dirsi l'êra attuale.

L'êra terziaria o Cenozoica è rappresentata press'a poco da 6000 metri in ispessore di roccie stratificate, e preludia manifestamente all'êra attuale; vale a dire dai terreni paleozoici o primarî a venire fino agli attuali si ha un distacco grandissimo sia nella natura dei materiali, sia nelle forme organiche, e questo distacco enorme non vien punto menomato dal trovarsi interposta la terziaria o l'êra dei terreni cenozoici. Quest'êra accenna già all'accentuarsi di quelle condizioni di ambiente di vita, di clima, di distribuzione delle terre e dei mari, che si verificano oggidì.

Possiamo ricordare, che le êre più antiche sono caratterizzate dalla presenza di organismi assolutamente distinti da tutti quelli che possiamo studiare oggidì. Così mancano nell'êra terziaria i Trilobiti, i grossi cefalopodi, le Ammoniti, animali caratteristici di alcuni periodi dell'êra secondaria, come pure mancano le Ru-

diste. Quindi tanto pei terreni primarî quanto per i secondarî si ha una vita rappresentata da tipi assolutamente diversi da quelli che conosciamo oggidì; invece nell'êra terziaria appariscono forme, che si avvicinano grandemente a quelle viventi attualmente; tantochè nei diversi periodi di quest'êra terziaria possiamo verificare nello studio dei fossili delle forme perduranti in vita nell'attualità. Ora, se vi sono nei terreni terziarî delle forme che vivono ancora oggidì, evidentemente bisogna ammettere, che dall'êra terziaria a venire fino all'attuale non vi fu un cambiamento tanto potente da determinare la scomparsa dei tipi del terziario, ma che invece le condizioni di vita e d'ambiente si fecero man mano eguali a quelle attuali, e quindi possiamo dire, che le condizioni dell'êra terziaria non erano poi tanto diverse dalle attuali.

Per ciò che riguarda le roccie, l'êra terziaria presenta ancora grande analogia con quelle che si formano oggidì, perchè presenta specialmente roccie di origine detritica o di origine sedimentaria marina chimica.

Si hanno calcari, ma non più di quella potenza, nè in quelle condizioni, che si verificavano nei terreni più antichi; prevalentemente hanvi calcari marnosi lacustri e di concrezione; hanvi delle marne, delle sabbie, dei conglomerati, e se, per dirla in una parola, potessimo avere rappresentate tutte le forme petrografiche dell'êra terziaria, vedremmo, che esse si discostano pochissimo da quelle dei depositi, che si formano oggidì, salvo il verificarvisi una maggior compattezza.

Il Lyell e il Deshayes si sono occupati di studî di confronto tra l'êra terziaria e l'attuale, studio che si rivolse specialmente a quei gruppi di organismi, che si trovano più abbondantemente rappresentati: i molluschi, e specialmente i molluschi gasteropodi; e si venne alla conclusione, che su 3000 specie di molluschi rappresentati nell'êra terziaria, sonvi fra le specie ancora viventi per circa 23 0/0, mentre che il 77 0/0 è di specie ora estinte, ma però sempre molto analoghe a quelle viventi oggidì. Se poi non facciamo questo studio complessivamente, ma lo ripartiamo secondo i diversi periodi, in cui è suddivisibile

l'êra terziaria, troviamo ancora il fatto importantissimo, che le condizioni di vita dei periodi più antichi del terziario sono più differenti dall'attuale di quello che non lo siano i periodi del terziario più vicini a noi, più recenti. Vale a dire fin dal principio dell'êra terziaria cominciarono ad accentuarsi le condizioni attuali, che vennero passo passo gradatamente raggiunte perfettamente.

Il fatto dell'avvicinarsi gradatamente alle odierne condizioni di vita è messo in piena evidenza dalla natura dei fossili, inquantochè sono appunto gli organismi quelli che direttamente e più potentemente risentono l'influenza delle condizioni dell'ambiente. Ora, mentre i fossili dell'Eocene presentano appena il 3 1/2 0/0 delle specie viventi, troviamo il 17 0/0 nel periodo di mezzo, o Miocene, e nel periodo più vicino a noi, in quello cioè che precede l'êra attuale, nel Pliocene, troviamo che la quota di specie di molluschi ancora viventi oggidì può salire fino al 50 0/0.

Un altro fatto assai interessante a constatarsi riguardo all'êra terziaria è il seguente. Dell'êra preprimaria poco abbiam detto e poco veramente c'è a dire; ma nell'êra primaria o Paleozoica e nella susseguente secondaria abbiamo verificato, che le roccie caratteristiche di un periodo o dei diversi piani, in cui si può dividere un periodo, assumono uno sviluppo grandissimo non solo, ma che i fossili caratteristici di esso periodo o piano si universalizzano, si trovano sparsi ovunque alla superficie terrestre, dove oggidì s'incontrano quei terreni, ciò che condurrebbe alla conclusione, che nelle êre precedenti alla terziaria si verificava quello, che in geologia si chiamerebbe appunto *universalizzazione delle faune e delle flore.* Evidentemente se un determinato animale od una certa pianta poteva vivere per così dire ovunque sulla superficie della terra, vuol dire, che le condizioni di vita non erano molto differenti nelle diverse regioni della terra. Nell'êra terziaria invece comincia ad accentuarsi una riunione di certi tipi, o famiglie, o gruppi di animali e piante in determinate regioni, e di altri tipi, altre famiglie, altri gruppi in cert'altre regioni; comincia cioè nell'êra terziaria

quello che possiamo dire *accantonamento delle faune e delle flore*. Quest'accantonamento poi delle faune e delle flore è portato ad altissimo grado nei tempi attuali, in cui la terra può dirsi divisa in zone speciali, o abitazioni, le quali presentano certe determinate forme organiche, anzichè certe altre.

È inutile dire, che il lavoro di accantonamento indica appunto come le condizioni di vita vengano ad essere diverse nelle differenti plaghe della superficie terrestre. Così ad esempio le piante della zona torrida non potrebbero vivere alla temperatura delle zone temperate e meno ancora nelle regioni polari, e certe piante che vivono benissimo nella zona temperata non potrebbero vivere all'equatore od ai poli, dove si hanno condizioni di vita diverse assai; siffatto accantonamento è dunque ai nostri giorni portato ad un alto grado. Ma ciò non vuol dire che nell'êra terziaria noi possiamo già distinguere nettamente, come adesso, le regioni della superficie terrestre caratterizzate da condizioni tanto differenti; il lavoro vi è già incominciato, ma non però così spinto come nell'attualità.

Basta dare un'occhiata ai depositi miocenici delle nostre colline per incontrarvi subito la presenza di animali ora caratteristici delle regioni più calde; e questo fatto ci dice manifestamente, come a quei tempi la temperatura doveva essere in queste località molto più elevata di quella che lo sia ai nostri giorni.

Dunque si verifica, che la fauna e la flora dell'êra terziaria preludiano alla fauna ed alla flora attuali, che la maniera di presentarsi delle condizioni di vita sulla terra preludia a quella che oggidì si verifica, e che le roccie sedimentarie appartenenti alla terziaria sono analoghe a quelle di oggidì.

Ma si hanno ancora altri fatti di analogia fra queste due ultime êre. Nelle epoche precedenti abbiamo verificato un grande sviluppo di mari in confronto dello sviluppo delle terre, confermato dall'abbondanza straordinaria di fossili d'indole marina; nell'êra terziaria invece sono assai frequenti le piante terrestri non solo, ma sono abbondanti gli animali di acqua dolce e le conchiglie terrestri.

Si hanno quindi depositi di acqua dolce e terrestri, che assumono uno sviluppo molto maggiore di quello che si poteva verificare nelle êre precedenti. Ciò vuol dire appunto, che le terre dovevano avere in quest'êra uno sviluppo molto maggiore di quello che si potesse verificare in precedenza. Ma v'ha di più; durante l'êra terziaria ebbero luogo sollevamenti, che, compiutisi a tratti o continuatamente, hanno condotto poco per volta la terra alle condizioni attuali.

Difatti, se noi sopra una carta della terra veniamo a sommergere tutte le regioni, in cui si trovano sviluppati i terreni terziarî, vedremmo, che i grandi continenti verranno benissimo a frazionarsi in isole, ma queste però avranno un allineamento, una distribuzione, che riprodurrà già in parte la configurazione attuale; si ha perciò la parte centrale di tali isole o catene montuose di terreni antichi fasciata da terreni terziarî.

Durante l'êra terziaria ed al suo iniziarsi cominciò un movimento di sollevamento, che condusse le terre poco per volta alle condizioni attuali; e noi possiamo calcolare l'altezza che avevano i diversi continenti nei diversi periodi dell'êra terziaria, constatando a quale altezza attualmente sul livello del mare s'incontrano i lembi dei terreni terziarî. Questo studio è stato fatto molto bene per l'Europa, terra più conosciuta sotto il punto di vista geologico. Abbiamo l'elevazione massima di 4810 metri alla vetta del Monte Bianco; discendendo si trovano terreni più antichi del terziario fino all'altezza di 3000 metri. Ciò vuol dire, che dall'epoca, in cui si sono depositati sul fondo del mare, supponendo che in quelle località il mare non avesse grande profondità, perchè si tratta di terreni tutti detritici, i quali non si formano mai a grande distanza dalle coste marine, da quell'epoca avrebbe avuto luogo un movimento di sollevamento, per cui l'Europa, che in allora aveva il suo massimo di altezza a 1810 metri sul livello del mare, è stata portata ad avere il massimo di 4810. Nel principio dell'êra terziaria il massimo d'altezza doveva corrispondere alla differenza tra 4810 e 3000 metri, i depositi del Miocene arrivano infatti a 1800 metri, quelli del Pliocene fino a 400 metri.

Dopo ciò viene subito la conclusione, che posteriormente all'êra terziaria ebbe ancora luogo il movimento di sollevamento, che portò il fondo marino del Pliocene fino all'altezza di 400 metri; per cui l'altezza dell'Europa al principio dell'Eocene era appena di 1810 metri; durante il periodo dell'Eocene fino al principio del secondo periodo, del Miocene, l'Europa si è sollevata fino all'altezza di 3010 metri, cioè si è sollevata di 1200 metri; dal finire del Miocene fin dopo il Pliocene, e quindi, dopo tutta l'êra terziaria, s'ebbe un sollevamento, di 1400 metri; dopo infine ebbe ancor luogo un movimento di sollevamento, che portò l'Europa ad un'altezza superiore ancora di 400 metri. E non abbiamo ragione di dire che questi sollevamenti siano cessati, anzi abbiamo ragioni per ammettere, che la terra sia in continuo movimento di oscillazione.

Ed ora venendo più specialmente alla classificazione dei terreni terziarî, diremo, come nel progetto di classificazione proposto al Congresso di Bologna, l'êra terziaria sarebbe divisa in quattro grandi periodi: *Eocene*, *Oligocene*, *Miocene* e *Pliocene*; ma se stiamo alle antiche classificazioni e a quelle anche ora generalmente adottate dai geologi, l'êra terziaria sarebbe divisa solamente in tre periodi: *Eocene*, *Miocene* e *Pliocene*. Possiamo lasciare l'*Oligocene*, non essendone ancora ben definiti i limiti.

L'Eocene è rappresentato molto bene in Italia. Gli Appennini presentano come ossatura centrale solo in alcuni punti dei terreni cretacei, giurassici fino al Trias, ma attorno si ha un grande ammasso di terreni terziarî, che costituiscono la massima parte della penisola italiana.

Ma dove si ha più caratteristico, più tipico l'Eocene, e perfettamente diviso ne' suoi tre piani, è nel bacino parigino; ed è appunto nel gesso eocenico del bacino parigino, che il Cuvier trovò tutti quegli ossami di mammiferi, che hanno dato il materiale per fondare l'anatomia comparata dei vertebrati.

Il periodo Eocenico, come già dicemmo, è diviso in 3 piani: l'*inferiore*, il *medio* e il *superiore*. Accenniamo alle roccie caratteristiche di questi piani del bacino parigino. Si hanno nel-

l'Eocene inferiore sabbie quarzose, le quali in alcuni punti possono arricchirsi di calcare, od assumere una tinta verdastra e presentare pagliette di mica. Oltre alle sabbie gialle quarzose e calcari, si hanno marne analoghe a quelle delle nostre colline, marne di acqua dolce, che presentano perciò fossili di acqua dolce e terrestri, con argille e ligniti. Si hanno in complesso sabbie, argille o marne specialmente, depositi tutti, che indicano una distanza dalle terre emerse non superiore ai 300 od ai 400 metri, perchè, come abbiam visto a suo tempo, questo genere di depositi non si estende al di là di 400 metri dal litorale.

Nell'Eocene medio abbiamo il così detto *calcare grossolano* di Parigi, perchè costituito da grossi elementi, e che contiene abbondantissimi fossili di molluschi marini; arenarie, che ricevono il nome di *grès*, granuli silicei a cemento siliceo. Si ha poi il gesso compatto e terroso, una vera roccia, che in alcuni punti ha struttura cristallina e può anche dare cristalli di grande mole. Si hanno calcari lacustri, che inglobano fossili di acqua dolce, i grès di Fontainebleau, calcari che indicano la presenza di marne, ma in gran parte lacustri. Hanvi dunque sabbie e grès, o sabbie cementate, forme petrografiche molto analoghe a quelle che si presentano oggidì.

Si ha nell'Eocene superiore un calcare lacustre, la selce-molare, di cui ci siamo occupati nella petrografia, una specie di travertino siliceo ed un calcare marnoso di acqua dolce.

In Italia non si hanno precisamente rappresentate queste roccie; e si comprende come specialmente in questi terreni più recenti, noi dobbiamo trovare varianti grandissime nei tipi petrografici da regione a regione anche per formazioni sincrone. È naturale che ai piedi delle Alpi si abbiano terreni aventi impronta speciale dipendente dalla natura delle roccie, da cui provengono i detriti che li costituiscono, e che le cose procedano diversamente in regioni, ove le catene montuose sieno di altra natura delle alpine. In Italia troviamo rappresentati i piani più profondi da calcare nummulitico, con foraminifere marine, quindi calcare marino. Al disopra havvi il macigno, un'arenaria a gra-

nuli silicei cementati da cemento calcareo-argilloso-siliceo con pagliette di mica, un'arenaria quindi micacea; le dimensioni dei suoi elementi corrispondono a quelle delle sabbie fine, ma può avvenire, che si passi al macigno puddingoide, o *pietra cicerchina*, ad elementi più grossolani. Al disopra e anche intercalati si presentano degli strati argillosi e marnosi con argille scagliose; terreni molto instabili, che costituiscono una grande difficoltà per le costruzioni ferroviarie e per le opere d'arte in genere. Ma in mezzo si ha il calcare a fucoidi, o impronte di alghe, calcare evidentemente di origine marina. Questo calcare è di grande importanza, perchè fornisce una buona pietra da calce idraulica, e può funzionare anche molto bene come pietra litografica. Finalmente vengono i conglomerati, le breccie calcari e le breccie di diversa natura contenenti le Nummuliti.

Nell'Eocene sono abbondanti le foraminifere, ma più frequenti di tutte le Nummuliti, che hanno press'a poco la forma di monete. I molluschi presentano una certa abbondanza, ma non come nei terreni più recenti dell'êra terziaria, specialmente per ciò che riguarda i gasteropodi. I pesci sono già frequenti; si hanno anche i rettili rappresentati da cheloni e sauriani. Gli uccelli sono ancor essi rappresentati, e specialmente dall'ordine dei corridori. Si hanno di mammiferi marsupiali e pachidermi; appariono i solipedi, i cavalli, non come gli attuali però, ma aventi con essi grande analogia. I ruminanti vi fanno anch'essi la loro comparsa; e nei terreni gessosi di Montmartre furono trovati grandi ossami di mammiferi dei tipi misti, che costituivano quasi come anelli di congiunzione tra ruminanti, pachidermi ed equini. I carnivori vi sono rari; compaiono i quadrumani, le scimmie ed i lemuri. I grossi pachidermi cominciano ad apparire nel periodo Miocenico o Faluniano, così chiamato perchè in vicinanza di Bordeaux ed in Turenna abbondano questi terreni ricchissimi di tritume di conchiglie, che son detti *faluns*.

Il Miocene è diviso in *inferiore* e *superiore*, ed è ben rappresentato in Francia ed in Isvizzera.

Nella Svizzera si ha il *Nagelfluh*, materiale detritico gros-

solano fortemente cementato; poi al disopra vengono delle marne; indi le molasse, arenarie a granuli di diversa natura debolmente cementati, e da ciò appunto il loro nome. Nel Miocene inferiore si hanno le ligniti e depositi marini e di litorale. Nel superiore — svizzero — molasse di acqua dolce e marine, poi marne e calcari schistosi, marne fogliose con impronte di insetti.

In Italia sono rappresentate le foraminifere da tipi più o meno vicini alle Nummuliti; ed al disopra si hanno i conglomerati a grossi elementi di svariata natura, che possiamo verificare nelle nostre colline torinesi, e insieme le molasse, che presentano una tinta verde o grigio-verdastra nelle nostre colline per la presenza di granuli di serpentino. Finalmente dobbiamo accennare come nel Miocene italiano si trova inglobata la famosa zona gesso-solfifera, per noi di grandissima importanza; i grandi giacimenti solfiferi, che a cominciare dalle Alpi Marittime si distendono tutto lungo l'Appennino fino alla Sicilia, sono inglobati nel Miocene, ed accompagnati, come abbiamo già detto, dai gessi. Si riattaccano al Miocene italiano grandi bacini ligniti-feri, che indicano un clima sufficientemente caldo.

Per la fauna miocenica si hanno Nummuliti ed altre foraminifere; i ricci di mare con forme tozze e senza aculei, che si trovano poi staccati in altre località. Sono rari i molluschi cefalopodi. I pesci trovansi assai abbondanti e specialmente il genere *Carcharodon*, analogo al nostro pesce-cane, che doveva esistere in grande abbondanza. Ma dove ci avviciniamo anche più all'êra attuale è riguardo ai mammiferi; così si presentano i cetacei; tra i pachidermi non proboscidiani i rinoceronti, gli ippopotami, e fra i proboscidiani, i tapiri, i mastodonti; troviamo pure le scimmie e gli sdentati.

Nella flora notiamo le palme, le conifere, le leguminose, essenze molto analoghe alle attuali.

Veniamo finalmente al terzo periodo, al Pliocene, o Subappennnino, così detto, perchè forma una cintura tutto lungo gli Appennini; ciò non toglie però, che non possa trovarsi in altre località. Si divide in due piani: *inferiore* e *superiore*. L'infe-

riore è eminentemente marnoso e argilloso; presenta le così dette argille turchine, così ben visibili nei fondi delle vallette dell'Astigiano, suddivisibili secondo alcuni in *compatte* e *sabbiose*. Nel superiore abbiamo ancora gli strati più profondi costituiti da sabbie marine; cosicchè si hanno nel Pliocene i tre piani più profondi, due dell'inferiore e uno del superiore, tutti rappresentati da depositi marini, poi gli ultimi strati del superiore costituenti un quarto piano di origine fluvio-lacustre.

In quest'ultimo piano sono rappresentati su vasta scala i mammiferi, e nei terreni più recenti vedonsi comparire animali di climi freddi. Ciò vuol dire, che sul finire dell'êra terziaria avvenne un cambiamento rapidissimo nelle condizioni climatologiche delle nostre regioni.

Le foraminifere sono ancora assai sviluppate; i molluschi abbondantissimi; fra i mammiferi notiamo le scimmie, i cavalli, i buoi, i cervi, i mastodonti, i grossi cetacei; troviamo infine le salamandre.

Abbiamo veduto come nell'êra terziaria le condizioni di vita, la distribuzione delle terre e dei mari e via dicendo, tutto preludiasse alle attuali condizioni della terra; e abbiamo fatto osservare come sul finire di quell'êra i continenti erano di alcunchè meno elevati di oggidì, valendoci in queste determinazioni dell'altezza, a cui arrivano i terreni pliocenici, ultimi dell'êra terziaria. Conviene ora che facciamo una considerazione a questo riguardo. È vero che i terreni pliocenici si trovano a 400 metri al disopra del livello marino, ciò che farebbe risultare almeno una differenza di 400 metri in meno dall'attuale elevazione, ma pur non di meno è vero, che tali depositi, essendo d'indole perfettamente marina, dovevano certamente costituirsi in mare avente una certa profondità. Se teniamo conto dei depositi, che costituiscono i terreni pliocenici, vediamo preponderare materiali depositati a distanze ragguardevoli dalla spiaggia. Difatti nella parte inferiore del Pliocene abbiamo le marne; al di sotto troviamo le sabbie gialle, ma queste sono di grana piuttosto fina, quindi potevano anch'esse benissimo sedimentarsi ad una certa

distanza dalla spiaggia. Conclusione di tutto ciò si è, che i materiali pliocenici dovevano depositarsi su fondi marini aventi almeno qualche centinaio di metri di profondità; ed il valore di questa profondità, non esattamente determinabile, deve essere tenuta in conto nel calcolo del sollevamento che ebbe luogo durante l'êra posteriore alla terziaria, cioè durante la quaternaria. Tenendo conto di questa aggiunta, dopo l'êra terziaria il movimento di sollevamento, che ha portato all'infuori del livello del mare le terre, sarebbe stato certamente di circa 500 metri; ed in forza di questo sollevamento le terre che esistevano, cioè quelle emerse prima di quell'êra, si sono naturalmente ampliate, hanno acquistato un certo sviluppo per l'indietreggiamento dei mari, hanno cioè acquistato un' aggiunta rappresentata dai depositi pliocenici emersi dal mare. In conseguenza di ciò le terre che si trovavano rappresentate, le isole allineate negli oceani pliocenici, si saranno congiunte assieme, trasformandosi in allineamenti di alture, in continenti e parti di continenti, ampliandosi le terre continentali già formate.

Per questo sollevamento, come possiamo studiarlo oggidì, tutta la Valle del Po venne ad emergere dalle attuali sponde dell'Adriatico fino ai piedi delle nostre Alpi, unendovisi il lavoro di colmataggio per opera delle correnti terrestri. Il sollevamento citato è probabile siasi effettuato gradatamente, per cui l'Adriatico si allontanò poco alla volta dalla base delle Alpi.

Ora relativamente all'êra quaternaria possiamo stabilire, che dal principio di essa a venire fino a noi le condizioni di vita non sono granchè mutate; e questo ci è provato dalla natura dei fossili, che troviamo nei terreni formatisi in quest'êra. Siffatti terreni sono tutti, o pressochè tutti, di origine superficiale, vale a dire sono il prodotto di riempimento di depressioni marine per opera di materiali trasportati dalle acque: sono depositi formatisi nei seni dei laghi per opera di torrenti. Quello che è succeduto nei mari dal principio dell'êra quaternaria a venire fino al giorno d'oggi, è quello che succede oggidì nel fondo dei mari attuali, dove avviene il continuo depositarsi per sedimentazione dei materiali. Questi terreni ci sono rappresentati da accumuli di mate-

riali detritici, opera di grandi e forti correnti terrestri; materiali detritici con assetto e disposizione speciali, che sappiamo essersi formati per opera dei ghiacciai. Abbiamo poi terreni derivanti da incrostazioni silicee e calcari con tutto il corteo di quei prodotti, che si formano lentamente per opera dell'acqua disciogliente e precipitante nelle caverne, nelle fessure, nei vani della massa solida terrestre.

Ma se durante l'êra quaternaria si formavano in grande scala tali depositi di origine superficiale, e che sono, si può dire, i soli che possiamo studiare, le forze endogene non avevano cessato di agire; cosicchè lasciando a parte le oscillazioni lente, che si rivelano anche oggidì, abbiamo le formazioni vulcaniche, cioè i prodotti delle eruzioni dei vulcani, che dall'êra terziaria si sono mantenuti in attività fino verso la metà dell'êra quaternaria.

La fauna non presenta nei terreni quaternarî una grande differenza dalla attuale; si può dire, che quei tipi, i quali sono passati dall'êra terziaria alla quaternaria, si sono mantenuti quasi completamente fino al giorno d'oggi, salvo un piccolo numero di specie e di generi, che sono scomparsi pel modificarsi dell'ambiente.

Ciò ci porta a discorrere d'un fatto, che dà un'impronta tutta caratteristica all'êra quaternaria considerata geologicamente, cioè nel suo primo presentarsi alla superficie della terra. L'accentuarsi delle differenze di clima si fece tanto più marcato, quanto più dai terreni antichi dell'êra terziaria ci siamo avvicinati ai recenti. Se però sul finire del periodo Pliocenico abbiamo già verificato un avvicinarsi notevole alle condizioni attuali di clima, vi fu però dopo questo periodo una variante interessantissima, che cambiò la faccia della terra sopra gran parte della sua superficie.

Il processo di modificazione dei climi, fino alle condizioni attuali, non fu continuo, ma interrotto da un cambiamento grandissimo prodotto da un fenomeno, che diede un'impronta speciale all'êra quaternaria nel suo primo periodo; e si fu un'abbassamento di temperatura generale che si verificò, come si può

constatare dalle formazioni, che si originarono durante quel lasso di tempo, e specialmente nel nostro emisfero, che è quello stato più studiato.

Sappiamo che l'alimentazione dei ghiacciai dipende essenzialmente dalla quota di vapori, che si precipitano allo stato di neve. Non occorre avere un abbassamento fortissimo di temperatura, che anzi sarebbe contrario alla formazione dei vapori necessarî a produrre colla loro precipitazione gli accumuli di neve.

Se avessimo da fare una classificazione dell'êra quaternaria, vedremmo, come essa si può dividere in due grandi periodi. In un primo si ha la formazione di depositi speciali, quali sono i coni di deiezione, dipendenti da un modo di agire speciale delle correnti terrestri, oltre ai quali troviamo gli apparati morenici. A questo primo grande periodo, che possiamo chiamare *Diluvio-glaciale*, segue un altro, in cui cessa l'agire anormale delle correnti terrestri, e l'azione dei ghiacciai è ridotta in ben più modesti limiti; le correnti terrestri formano i loro depositi, sia sotto forma delle semplici alluvioni, formandosi solo i coni di deiezione di molto minor volume ed in condizioni oro-idrografiche speciali, e questo secondo periodo potrà dirsi *Alluviale*.

Noi siamo in una regione, in cui lo studio dei fenomeni, che avvennero nell'êra quaternaria, si può fare con grande facilità; abbiamo traccie estese di quanto s'è compiuto dall'êra terziaria a venire al giorno d'oggi.

Immaginiamo che sul finire dell'êra terziaria sia avvenuto il sollevamento dei terreni pliocenici marini, e che si sono portati così a giorno; e riferiamoci appunto alla Valle del Po. Non appena questi terreni pliocenici emersero, e quindi la nostra alta Valle del Po venne ad essere costituita, la Valle bassa era ancora sott'acqua; man mano però la terra emersa si estendeva, sia per opera di innalzamento, che di riempimento, e si allontanavano sempre più le coste dell'Adriatico. Mentre queste terre plioceniche venivano a giorno, contemporaneamente le Alpi si sollevavano di quel tanto, che corrispondeva alla profondità del mare pliocenico, che per ipotesi possiamo calco-

lare in un centinaio di metri. Questo centinaio di metri ha bastato per dare una più forte caduta ai torrenti, che già prima discendevano dalle Alpi al mare del Pliocene, comunicando ad essi una maggior forza di trasporto. I materiali trasportati da questi torrenti si sono depositati sulle spiaggie ampliate, ed hanno formato uno strato al di sopra delle sabbie allora emerse; siamo al momento, in cui incomincia l'impero dei fenomeni terrestri a respingere i limiti del litorale Adriatico nelle nostre regioni. La temperatura sul finire del periodo Pliocenico marino era conveniente perchè in queste regioni paludose vivessero grossi animali, i pachidermi giganteschi, a carico di una vegetazione lussureggiante. Nella Valle d'Arno superiore si manifestavano fenomeni analoghi, e le alluvioni, che là si formarono sono famose per la ricchezza di tali ossami.

Ma quando cessò questo stato di cose, quando cioè si completarono i depositi fluvio-lacustri pliocenici, le terre subirono ancora un sollevamento, che si può calcolare di 100 a 150 metri. Ancora una volta i torrenti assunsero una maggior forza di discesa, e così ci spieghiamo il fatto, che corrispondentemente a questo primo tratto dell'êra quaternaria nelle valli alpine si formassero grandi accumuli di materiali detritici, i quali si arrestarono nella parte superiore delle valli istesse. Chiunque percorra una delle nostre valli alpine, che non fu campo dello sviluppo successivo di ghiacciai, vedrà, ad una elevazione di qualche centinaio di metri sul *thalweg* della valle, delle grandi terrazze, dei grandi accumuli di materiali detritici di grossa mole, costituiti talvolta da ciottoli di alcuni decimetri di diametro; questi sono coni di deiezione molto antichi, che si formarono al principio dell' êra quaternaria. Ma i detriti che potevano essere portati a grande distanza, sempre nel limite del bacino idrografico del torrente, non potevano superare lo sbocco di esso, sicchè è solo dentro alle valli alpine, che quei materiali poterono accumularsi.

In seguito alla formazione di tali coni di deiezione molto antichi, che chiameremo *antichissimi* per distinguerli dagli altri conosciuti come antichi, avvenne un altro sollevamento, per

modo che alla fine di quel periodo le Alpi raggiunsero un'altezza di non molto inferiore a quella d'oggidì. Ed è allora, che intervenne una qualche circostanza, che causò una precipitazione abbondante di vapori sotto forma di neve, non solamente sulle Alpi, ma in tutta Europa; è allora, che si preludiò all'*epoca glaciale*, chiamando *diluviale* quella corrispondente alla formazione dei coni di deiezione in genere.

La causa, per cui quasi ad un tratto si manifestò un abbassamento di temperatura notevole, accompagnato da un'abbondantissima precipitazione di vapore, non è ben accertato sinora. È probabile, che a quell'epoca invece del grande deserto di Sahara esistesse il mare, per cui i venti provenienti da esso arrivassero sulle catene alpine carichi di grande copia di vapori, che vi si convertissero in pioggia e neve. Questa spiegazione se può bastare per le nostre Alpi, non servirebbe certamente a spiegarci il fenomeno su tutto il nostro emisfero. Qualunque ne sia la causa però, o astronomica, o tellurica, è un fatto, che l'abbassamento di temperatura si è avverato, e lo provano i depositi, che rimangono ancora oggidì.

Le nevi accumulatesi nei circhi alpini, aventi già altezze quasi eguali alle attuali, si trasformarono in ghiacciai, che discesero lungo le valli. Ma questo sviluppo deve aver condotto seco come conseguenza inevitabile una portata d'acqua molto maggiore, per cui i corsi d'acqua discesero più poderosi, riuscendo a demolire in parte quegli accumuli di materiali detritici, che si erano formati nelle valli alpine; ecco perchè vediamo certi depositi detritici tagliati in terrazze, con solchi interposti molto profondi. I torrenti carichi così di materiali detritici, arrivando alla pianura, formavano i coni antichi di deiezione, e così costituivansi allora grandi coni di deiezione nella Valle del Po, ognuno dei quali caratterizzato dai materiali rocciosi della valle, da cui ebbe origine. Se potessimo avere una sezione ad una certa distanza dalle Alpi, parallelamente allo sviluppo longitudinale della Valle del Po, vedremmo tante curve rilevate e depresse; le prime corrispondenti ai coni di deiezione, le seconde alle depressioni rimaste fra due coni di

deiezione contigui. Così in allora; ma naturalmente oggidì una tale sezione non presenterebbe la regolarità accennata, poichè avvicinandosi alle epoche attuali, i torrenti hanno avuto agio di scavarsi un alveo dentro quei materiali, e di modificare quindi la sezione originaria. Nelle grandi valli percorse da un ghiacciaio fino allo sbocco gli antichissimi coni di deiezione interni furono completamente spazzati.

Esaminiamo oggidì un torrente che discenda dai ghiacciai, per esempio, la Dora Baltea; essa ha una portata d'acqua molto variabile, secondochè è in estate od in inverno, secondochè havvi abbondante acqua di fusione delle nevi, o meno; ma certamente non potremmo attribuire alla Dora Baltea, come si comporta oggidì, la formazione di un cono di deiezione così espanso come quello che essa stessa ha formato in tempi antichi. Così possiamo renderci conto della mole immensa e della forza poderosa, che avevano le correnti allora, per formare quegli ampî coni di deiezione.

Notiamo ancora, che durante l'epoca Diluviale noi siamo nell'iniziarsi della vera epoca Glaciale; ora evidentemente questo fenomeno non si è compiuto ad un tratto, ma dal passaggio da una temperatura quasi tropicale a venire a quella glaciale, hanno dovuto verificarsi delle oscillazioni; per cui, mentre la neve cadeva abbondantemente nelle valli alpine, ed i ghiacciai discendevano molto in basso, per un innalzamento successivo di temperatura si fondevano poi e nevi e ghiacciai, e si avevano correnti veramente prodigiose; avveniva un cambiamento in senso inverso nella temperatura, ed ecco un nuovo avanzamento dei ghiacciai, e una forza minore nei fiumi, privati dell'acqua di fusione. Quante volte si sieno verificate queste alternative di alta e di bassa temperatura, non lo possiamo dire; fatto sta, che man mano che ci avviciniamo all'epoca Glaciale, queste variazioni devono essersi fatte meno intense, nel senso, che i periodi di bassa temperatura dovevano dominare su quelli ad alta temperatura sino al perfetto verificarsi dell'epoca veramente Glaciale, che ha cominciamento allo sboccare dei ghiacciai dalle grandi valli alpine. I piccoli coni di deiezione interni

nelle valli a piccolo percorso rimasero, perchè non spazzati dai ghiacciai; sono rimasti intatti quelli anche di grandi valli, ma esterni, quando i ghiacciai formatisi non hanno potuto uscire dalla valle. Invece nelle grandi valli, dove il bacino idrografico molto vasto si prestava all'accumulo di una quantità grandissima di neve, colà il ghiacciaio si allungava per arrivare, dopo vari periodi di sosta e di allungamento, allo sbocco della valle, trovava l'apice del cono di deiezione abbandonato dalle correnti antecedenti, e, se non aveva altra uscita, erodeva la parte terminale superiore del cono di deiezione stesso. Questo fatto possiamo verificare molto bene agli sbocchi della Dora Baltea e della Riparia.

I materiali dei coni di deiezione hanno un'impronta speciale, che li distingue dai materiali alluvionali, quantunque non sarebbe necessario studiare minutamente la struttura dei coni di deiezione, essendo la configurazione, che presentano, ben diversa da quella, che rappresenta un'alluvione. Ma esaminati nella loro struttura i coni di deiezione osservasi, che a partire da monte e venendo a valle i ciottoli vanno via diminuendo di grossezza, perchè i più grossi furono i primi ad essere abbandonati. Invece in un'alluvione troviamo delle pseudostratificazioni di materiali grossi a lenti intercalati a fini, corrispondenti ai periodi di piena e di magra delle correnti. Dippiù i materiali costituenti un cono di deiezione, nell'asse e nella parte a monte di esso, sono dilavati da tuttociò che vi poteva essere di polverulento e di melmoso; invece durante un periodo di magra attuale i materiali si depositano assieme alle fanghiglie, che inquinano sempre più o meno i materiali di alluvione.

Sul finire del periodo Diluvio-glaciale rimasero testimoni prima i coni di deiezione antichi, in secondo luogo i depositi morenici, che in alcuni punti si sovrapposero a porzioni demolite di coni di deiezione. Ma terminato questo lavoro glaciale, avvicinandoci sempre più alla attualità, entrando cioè nel secondo periodo dell'èra quaternaria, non era cessato il lavoro di sollevamento delle Alpi, il quale invece, si può dire,

seguitò ancora lungo tratto, ed è probabile che continui ancora oggidì. La conseguenza di questo lento e successivo sollevarsi delle Alpi si è, che i torrenti hanno acquistato velocità maggiore; sicchè se prima un torrente riusciva allo sbocco di una valle, e poi si sparpagliava sul cono di deiezione senza essere capace di inciderlo, dopo, aumentata la velocità delle sue acque, poco per volta potè formarsi un canale, scavarsi un alveo; e per l'aumentarsi ancora della discesa stabilirsi un nuovo alveo più ristretto; quindi formarsi degli ordini corrispondenti di terrazze da una parte e dall'altra delle sponde di erosione, che rappresentano tanti periodi di sollevamento, che si sono compiuti.

Questo periodo *delle terrazze*, o *Alluviale*, corrisponde, secondo la maggioranza dei geologi, al periodo di comparsa dell'uomo sulla terra. Ed ecco in questo secondo periodo presentarsi un fatto paleontologico di grande importanza, quasi, come alcuni geologi direbbero, l'uomo sia sorto solo allora, che per lui più adatte si verificarono le condizioni di vita.

Le traccie dell'esistenza dell'uomo non sono date granchè dai resti veramente dell'organismo umano; gli scheletri, gli ossami, i cranii della razza umana non sono frequenti; ma vi sono altri documenti, e cioè i manofatti. L'uomo dapprima non conosceva i metalli, per ottenere i quali occorre una certa pratica, un certo studio; quindi l'uomo rozzo, selvaggio, dapprima non poteva adoperare i metalli per le sue armi, per i suoi utensili. Perciò prima dell'epoca, che possiamo dire *Storica*, si ebbe un'epoca *Preistorica*, che confina coll'archeologia, e per mezzo di questa può legarsi alla storia, all'epoca Storica, all'*età del bronzo* ed a quella del *ferro*, che non entrano più nel campo della geologia.

L'età della pietra è ancora suddivisibile in due età. Dapprima l'uomo si serviva delle pietre come armi, senza perdere tempo per dar loro forma elegante; si contentava di prendere le selci, romperle per averne delle scheggie, colle quali poi si fabbricava dei coltelli, delle lancie, delle scuri; ma tutto si riduceva a servirsi della pietra greggia, cioè appena scheggiata. Questo primo tratto dell'età della pietra dicesi *Archeolitica*. Poi

l'uomo prese vaghezza di avere armi più perfette non solo, ma anche levigate; venne quindi l'età della pietra pulita, che si chiama *Neolitica.*

L'êra quaternaria, o Antropozoica, si divide dunque nei periodi Fluvio-glaciale e Alluviale o delle terrazze. Il primo è divisibile in epoca Diluviale, che corrisponderebbe ai coni di deiezioni antichi ed anche antichissimi, ed in epoca propriamente Glaciale. L'Alluviale o delle terrazze possiamo dividerlo in epoca Preistorica, o della pietra, e in Istorica, o dei metalli. La prima divisibile in età Archeolitica e Neolitica; la seconda in età del bronzo e del ferro.

Nel passaggio dal periodo pliocenico a venire fino all'epoca glaciale noi abbiamo le faune fossili, che ci indicano precisamente il graduale abbassamento di temperatura. Nelle alluvioni plioceniche troviamo resti di elefanti, di mastodonti, di ipopotami, animali, che vivono in regioni di acque stagnanti o paludose, ma dove la temperatura è relativamente assai elevata. Se però noi osserviamo i primi strati proprio alla superficie di questi depositi fluvio-lacustri pliocenici, vediamo subentrare animali, che vivono in climi a temperature piuttosto basse, sicchè troviamo ossami di cervi, ossami di renne; e nelle parti più alte, cioè più recenti, che rappresenterebbero come il termine di questo periodo pliocenico, e durante l'epoca Diluviale, che ha preceduto lo sviluppo dei ghiacciai, troviamo ossami di orsi e di marmotte, animali, specialmente le ultime, che vivono in climi piuttosto bassi.

Vanno riferite ancora al quaternario le frane per dislocamento, conseguenti al sollevamento delle terre; poi abbiamo fra i materiali deposti durante quest'êra il *loess*, che è una specie di fango calcare, che non contiene altri fossili, se non conchiglie terrestri, e che si trova in certe località assai abbondante, da raggiungere persino lo spessore di centinaia di metri. I geologi non sono d'accordo sulla sua vera origine. Abbiamo i *lehm* o *loess rossi*, ben da distinguersi dal *loess* ordinario, e sono quella specie di manto rossiccio, che si forma superficialmente in alcune località per causa della degradazione atmosferica sopra roccie specialmente magnesiache e ferrifere. Finalmente abbiamo i tufi

calcari, che hanno grande analogia colle antiche carniole, i calcari cavernosi non essendo altro, in massima parte, che i tufi delle antichità. In ultimo citiamo le breccie ossifere, cioè i depositi calcari con ossami, le torbiere e gli ammassi di lignite, o legni bituminizzati nei coni di deiezione, nelle alluvioni.

A mo' di riassunto infine poniamo la tavola sinottica di classificazione dei terreni sedimentarî.

TAVOLA SINOTTICA DEI TERRENI

IN ORDINE CRONOLOGICO OD ASCENDENTE

Era preprimaria, o Prepaleozoica.

LAURENZIANO.

Laurenziano inferiore.
Laurenziano superiore.

HURONIANO.

Era primaria, o Paleozoica.

CAMBRIANO, O FORMAZIONE DI POTSDAM.

Cambriano inferiore, o Potsdam propriamente detto.
Cambriano superiore, o Calcifero.

SILURIANO.

Siluriano inferiore, o Formazione del Llandeilo.
Siluriano medio, o Formazione di Caradoc.
Siluriano superiore.
Wenlock.
Ludlow.

DEVONIANO (vecchia arenaria rossa).

Devoniano inferiore, o Arenaria a *Spirifer* di Linton.
Devoniano medio, o Calcare di Plymouth e dell'Eifel.
Devoniano superiore, o Peterwyn e Pilton.

CARBONIFERO.

Carbonifero inferiore, o Mountain Limestone.
Carbonifero medio, o Millstone Grit.
Carbonifero superiore, o Coal measures.

PERMIANO.

Permiano inferiore, o Rothliegende.
Rothliegende.
Mergel-Schiefer, o Kupfer-Schiefer.
Permiano superiore, o Zechstein.
Zechstein inferiore.
Zechstein superiore.
Rauchwacke.
Stinkstein.

Era secondaria, o Mesozoica.

TRIAS.

Trias inferiore, o Arenaria variegata (Grès bigarré, Buntersandstein).
Trias medio, o Calcare conchigliaceo (Muschelkalk).
Trias superiore, o Keuper, o Marne iridate.

GIURA.

Infralias inferiore, o Strati ad *Avicula contorta,* Bone bed.
Infralias superiore, o Strati a *Conchodon infraliasicus* (Strati di Hettange).
Lias inferiore, o Calcare a *Gryphaea arcuata.*
Lias medio.
Lias superiore.
Oolite inferiore.
Oolite propriamente detta.
Grande Oolite.
Oolite media.
Formazione di Oxford.
Formazione corallina, o Coral-rag.
Oolite superiore.
Strati di Kimmeridge.
Strati di Portland.
Strati di Purbeck.

CRETACEO.

Cretaceo inferiore.
Wealdiano.
Grès verde inferiore.

Cretaceo medio.
  Gault.
  Grès verde superiore.
Cretaceo superiore.
  Creta bianca.
    Creta bianca inferiore, senza noduli silicei.
    Creta bianca superiore, con noduli silicei.
  Strati di Maëstricht.

Era terziaria, o Cenozoica.

EOCENE, O NUMMULITICO.

Eocene inferiore.
Eocene medio.
Eocene superiore.

MIOCENE, O FALUNIANO.

Miocene inferiore.
Miocene superiore.

PLIOCENE, O SUBAPPENNINO.

Pliocene inferiore.
  Argille turchine compatte.
  Argille turchine sabbiose.
Pliocene superiore.
  Sabbie gialle marine.
  Sabbie e alluvioni fluvio-lacustri

Era quaternaria, o Antropozoica.

DILUVIO-GLACIALE.

Diluviale.
Glaciale.

ALLUVIALE.

Preistorico.
  Età Archeolitica.
  Età Neolitica.
Storico.
  Età del bronzo.
  Età del ferro.

INDICE

PARTE PRIMA

Studio dell'attualità.

PARTE SECONDA

Studio del passato.

GEOLOGIA STORICA.